

Universidad de Costa Rica

Facultad de Ciencias

Escuela Centroamericana de Geología

Sismotectónica en la zona de intersección de los sistemas de fallamiento
Aguacaliente y Navarro y su implicación en la inestabilidad de laderas

Tesis para optar por el grado académico de Licenciatura

Brandon Acosta Cascante

2022

UNIVERSIDAD DE COSTA RICA
FACULTAD DE CIENCIAS BÁSICAS
ESCUELA CENTROAMERICANA DE GEOLOGÍA

Sismotectónica en la zona de intersección de los sistemas de fallamiento Aguacaliente y Navarro y su implicación en la inestabilidad de laderas

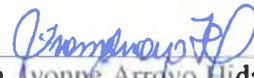
Por:
Brandon Acosta Cascante

Tesis sometida y aceptada por el Tribunal de Trabajos Finales de Graduación como requisito para optar por el grado académico de Licenciatura en Geología.

Tribunal Examinador



Dr. Lepolt Linkimer Abarca
Director de Tesis



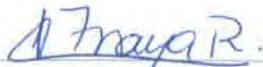
Dra. Ivonne Arroyo Hidalgo
Codirectora de Tesis



M.Sc. Giovanni Peraldo Huertas
Codirector de Tesis



Dr. Paulo Ruiz Cubillo
Miembro del Tribunal



Dra. María Cristina Araya Rodríguez
Presidenta del Tribunal



Brandon Manuel Acosta Cascante
Candidato

Dedicatoria

*A mi familia, seres queridos y amigos
por el apoyo y confianza
que me han brindado
a través de estos años*

Agradecimientos

Agradezco a mi familia por siempre brindarme apoyo, confianza y motivación incondicional, para lograr mis sueños y metas. Sobre todo, a mi mamá, abuela y a mi padrino por siempre apoyarme en toda situación y permitirme seguir adelante en los estudios y mi crecimiento personal.

A los profesores que participaron en este proyecto. Mi director de tesis el Dr. Lepolt Linkimer y a mis codirectores la Dra. Ivonne Arroyo y M.Sc. Giovanni Peraldo. Que siempre me brindaron apoyo, consejos y motivación durante todo este proceso, con mucha cordialidad, disponibilidad, cariño y dedicación. Cualidades que los resalta como educadores y profesionales.

A Mariana Zúñiga por su paciencia, consejos y apoyo incondicional durante todo este proceso. Así como a Carolina Salazar por siempre brindarme consejos, discusiones y ánimos.

A mis amigos y colegas que, durante esta etapa universitaria han estado presentes y fueron de mucha ayuda y apoyo para terminar mi carrera, que a través de estos años hemos contado con muchas historias, risas y experiencias.

Por último, quiero agradecer a mi Universidad, sobre todo a la Escuela Centroamericana de Geología y a la Red Sismológica Nacional, por permitirme desarrollarme tanto personalmente como profesionalmente, adquiriendo muchos nuevos conocimientos y experiencias a lo largo de todos estos años de estudio.

Índice

Resumen	1
1. INTRODUCCIÓN.....	3
1.1. Justificación	4
1.2. Hipótesis	6
1.3. Ubicación.....	6
1.4. Objetivos: general y específicos	7
1.4.1. Objetivo general	7
1.4.2. Objetivos específicos.....	8
1.5. Metodología.....	8
1.5.1. Geología y Neotectónica	8
1.5.2. Sismología.....	11
1.5.3. Inestabilidad de laderas	15
2. CONTEXTO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO.....	21
2.1.1. Unidades geológicas.....	23
3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	31
3.1. Lineamiento de la falla Cipreses (L1)	33
3.2. Lineamiento de la falla Río Azul (L2).....	34
3.3. Lineamiento de la falla Aguacaliente (L3)	36

3.4.	Lineamiento de la falla Ochomogo (L4)	39
3.5.	Lineamiento de la falla Capellades (L5).....	41
3.6.	Lineamiento Guatuso (L6).....	43
3.7.	Lineamiento de la falla Tobosi (L7)	44
3.8.	Lineamiento El Guarco (L8).....	44
3.9.	Lineamiento de la falla Tablón (L9).....	44
3.10.	Lineamiento de la falla Alumbre (L10)	44
3.11.	Lineamiento Higuito (L11)	46
3.12.	Lineamiento de la falla Navarro (L12)	46
3.13.	Lineamiento de la Falla Paraíso (L13)	54
3.14.	Lineamiento de la falla Cachí (L14)	57
3.15.	Lineamiento de la falla Tarrazú (L15)	57
3.16.	Lineamiento de la falla Queverí (L16).....	58
3.17.	Lineamiento de la falla Orosi (L17).....	59
4.	SISMOLOGÍA	61
4.1.	Sismicidad histórica.....	61
4.2.	Sismicidad 2012-2020	64
4.3.	HypoDD y mecanismos focales.....	66
4.3.1.	Descripción de los grupos de sismos seleccionados	79
	Grupo 1 (G1)	79

Grupo 2 (G2)	80
Grupo 3 (G3)	82
Grupo 4 (G4)	83
Grupo 5 (G5)	85
Grupo 6 (G6)	86
Grupo 7 (G7)	87
4.4. Sismicidad aislada y lineamientos sin sismicidad asociada	88
5. SISMOTECTÓNICA Y POTENCIAL SÍSMICO	90
5.1. Falla Cipreses (F1).....	91
5.2. Falla Desamparados (F2).....	92
5.3. Falla Río Azul (F3).....	93
5.4. Falla Aguacaliente (F4)	93
5.5. Falla Ochomogo (F5).....	94
5.6. Falla Capellades (F6).....	96
5.7. Falla Guatuso (F7)	97
5.8. Falla Tobosi (F8)	97
5.9. Falla El Guarco (F9).....	97
5.10. Falla Tablón (F10)	98
5.11. Falla Alumbre (F11).....	98
5.12. Falla Higuito (F12).....	98

5.13.	Falla Navarro (F13).....	98
5.14.	Falla Muñeco (F14).....	100
5.15.	Falla Paraíso (F15).....	100
5.16.	Falla Cachi (F16).....	101
5.17.	Falla Tarrazú (F17).....	101
5.18.	Falla Sombrero (F18).....	102
5.19.	Falla Queverí (F19).....	102
5.20.	Falla Naranjo (F20).....	102
5.21.	Falla Orosi (F21).....	102
5.22.	Falla Oro (F22).....	103
6.	SUSCEPTIBILIDAD A LA INESTABILIDAD DE LADERAS	108
6.1.	Identificación y clasificación de los procesos gravitacionales	108
6.2.	Movimiento Complejo El Tablazo	111
6.3.	Modelo Mora-Vahrson 1994 modificado, para la identificación de procesos de ladera.....	117
6.3.1.	Elementos pasivos (EP).....	117
6.3.2.	Factores desencadenantes.....	123
6.3.3.	Resultado del cálculo susceptibilidad.....	127
7.	ALGUNAS CONSIDERACIONES TECTÓNICAS Y DE INESTABILIDAD DE LADERAS.....	130
8.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	136

8.1. Conclusiones.....	136
8.2. Recomendaciones	138
9. REFERENCIAS	140

Índice Figuras

Figura 1. Contexto tectónico regional del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR), (Modificado de Rodríguez, 2017). El sistema de fallas Aguacaliente es representada en rojo y el Navarro en verde. Los volcanes activos son representados como triángulos negros. Ubicación del área de estudio demarcada por líneas de color azul. CDNP significa: Cinturón Deformado del Norte de Panamá.	3
Figura 2. Ubicación del área de estudio demarcada por líneas de color azul. Las fallas son modificadas de Rodríguez (2017). Las ciudades de Cartago y Desamparados (C y D) se muestran como cuadros negros.	7
Figura 3. Ubicación de las estaciones sísmicas utilizadas. La mayoría de las estaciones corresponde con las de la Red Sismológica Nacional (RSN).	12
Figura 4. Mapa de Unidades Geológicas del área de estudio. Las Ciudades de Cartago y Desamparados se representan como cuadrados negros demarcados como C y D, respectivamente. Las unidades rocosas fueron integradas de Krushensky (1972), Arias y Denyer (1990a), Arias y Denyer, (1990b) y Sojo, (2015). Las fallas son modificadas de Rodríguez (2017).....	24
Figura 5. Mapa de lineamientos (L) determinados en este estudio (color rojo). Los lineamientos son numerados en general de norte a sur, desde 1 hasta el 17. Las ciudades de Cartago y Desamparados (C y D) están representados como cuadrados negros. La línea azul engloba el área de estudio. Se demarcan en amarillo y se rotulan las áreas mostradas en figuras subsecuentes.	32
Figura 6. Mapa de la zona del lineamiento de la Falla Cipreses (L1). C1 y C2 se denotan como cerros aislados, Qd: quebrada desplazada.	34
Figura 7. Mapa de la zona del lineamiento Río Azul (L2). Los siguientes elementos son resaltados: cerro aislado San Antonio (C3), loma Salitral (C4) y quebradas desplazadas (Qd).	35

Figura 8. Mapa de la zona del lineamiento Aguacaliente. Cerro aislado San Antonio (C3), Loma Salitral (C4), Cerro Alto Juan Dolores (C5), Qd: quebrada desplazada, Sf: silla de falla, Ft: fuente termal (tomado de Montero y Kruse, 2006). Lomo de cerdo (LC1 y LC2). 37

Figura 9. Marcadores geomorfológicos de la falla Aguacaliente (rojo). A) Silla de falla vista desde el punto S2 ubicado en Figura 9. B) Sector SE de un cerro anómalo y represamiento de material vistos desde el punto S2 en Figura 9 (coordenadas 1091364,634N/500470,501E). C) Fotografía de Loma Salitral (C4), vista desde el punto S1 en Figura 8 (coordenadas 1090449,298N/497855,249E). SF significa: silla de falla. 38

Figura 10. Mapa de la zona del lineamiento Ochomogo (L4). Qd: quebrada desplazada, Sf: silla de falla. 40

Figura 11. Facetas triangulares (FT) en color amarillo, asociadas con la falla Ochomogo (trazo rojo), en el sector de Coris. La fotografía fue tomada desde el punto S3 marcado en la Figura 10 (coordenadas 1090001,76N/504136,026E). 41

Figura 12. Silla de falla (SF) asociada con la falla Ochomogo (trazo rojo), en el sector de Coris. Vista desde el punto S3 marcado en la Figura 10 (coordenadas 1090001,76N/504136,026E). 41

Figura 13. Mapa de la zona del lineamiento Capellades (L5). Sf: silla de falla..... 42

Figura 14. Mapa de la zona del lineamiento Guatuso (L6). LC2: Lomo de cerdo..... 43

Figura 15. Mapa de la zona de los lineamientos Tobosi (L8), Guarco (L9), Tablón (L10) y Alumbre (L11). Qd: quebrada desplazada, Sf: silla de falla. 45

Figura 16. Mapa de la zona del lineamiento Navarro (L13). Qd: quebrada desplazada, Sf: silla de falla. 47

Figura 17. Mapa de la zona del lineamiento Navarro. Qd: quebrada desplazada, Sf: silla de falla, CA: cauce abandonado, FT: faceta triangular. 48

Figura 18. Marcadores geomorfológicos de la falla Navarro. A) Cauce abandonado (CA) representado en amarillo y cauce actual (Cac) representado en azul, visto desde S4 en Figura 17. B) Cauce abandonado (CA) representado en amarillo, visto desde S4 en Figura 17, con zona pantanosa y represamiento de material (coordenadas 1080752,584N/503288,009E).48

Figura 19. Marcadores geomorfológicos asociados al lineamiento de la falla Navarro (trazo rojo). A) Silla de falla (SF), visto desde S5 en Figura 17. B) Silla de falla (SF), visto desde S5 en Figura 17. C) Faceta triangular (FT) y terraza aluvial levantada (TL), visto desde S5 en Figura 17. C) Silla de falla (SF) visto desde S5 en Figura 17. E) Silla de falla (SF) y quebrada descabezada (CD), visto desde S5 en Figura 17. F) Silla de falla (SF) y quebrada descabezada (CD), visto desde S5 en Figura 17 (coordenadas 1080875,117N/503632,430E).
 49

Figura 20. Falla Navarro afectando depósitos recientes, al O del poblado de La Estrella. A) Sector oeste del afloramiento se observan zonas de falla (rojo), afectando a depósitos recientes que son producto de la erosión de las rocas de la formación La Cruz, además de un escarpe probablemente generado luego de antiguos movimientos sísmicos. Se observa el horizonte de suelo en azul. B) Sector este del afloramiento se observan zonas de falla (rojo), afectando a depósitos recientes, se observa el horizonte de suelo en azul. C) Acercamiento a la zona de falla en el sector B. Este sector fue visto en el punto S9 de la Figura 20 (coordenadas 1080819,528N/503829,225E)..... 50

Figura 21. Afloramiento ubicado al oeste del poblado de La Estrella donde se determinan los planos de falla de la figura 23. Este sector fue visto en el punto S7 de la Figura 18 (coordenadas 1080689,31N/504010,426E)..... 51

Figura 22. Planos de falla y estrías correspondientes con la zona de la falla Navarro. Tomados en el sector S10 de la Figura 20 (coordenadas 1080689,31N/504010,426E). A) Estrías ubicadas en el sector oeste del afloramiento. B) estrías ubicadas en el sector oeste del afloramiento con aspecto jabonoso. C) plano de falla casi vertical ubicado en el sector oeste del afloramiento. D)Plano de falla ubicado en el sector oeste del afloramiento. E) Estrías de falla ubicados en el sector este del afloramiento. F) Acercamiento a las estrías del plano de falla del punto E. 53

Figura 23. Mapa de la zona de los lineamientos Paraíso (L13), Cachí (L14), Orosí (L17), Queverí (L15) y Navarro (L12). Qd: quebrada desplazada, Sf: silla de falla, T1 y T2: terrazas aluviales representadas en amarillo, FT: faceta triangular representadas en morado, C8: Cerro Aislado representado en naranja, producto del movimiento de la falla Orosi.	55
Figura 24. Depresión de Ujarrás y lineamiento de la falla Paraíso (L14). Visto desde S9 de la Figura 23 (coordenadas 1081208,825N/515030,732E).....	56
Figura 25. Terrazas aluviales asociadas con la falla Paraíso, con vista al pueblo de Cachí y la depresión de Ujarrás. T1: primer nivel de terrazas aluviales, T2: segundo nivel de terrazas aluviales, L14: Lineamiento de falla Paraíso, L15: Lineamiento de falla Cachí. Vista desde S8 de la Figura 23 (1085613,319N/514557,522E).....	56
Figura 26. Mapa de la zona del lineamiento Tarrazú (L16). Sf: silla de falla, Qd: quebrada desplazada.	58
Figura 27. Cerro aislado (C8) asociado con la falla Orosí (L18). En la fotografía, se pueden observar los lineamientos Paraíso (L14) y Cachí (L15), así como la depresión de Ujarrás y el poblado de Orosí. Esta fotografía es tomada desde el punto S9 mostrado en la figura 23 (coordenadas 1081063,222N/51492,921,53E).....	59
Figura 28. Facetas triangulares (FT) y berma de falla (BF) asociadas con la falla Orosí (L18). Fotografía tomada desde el punto S12 mostrado en la Figura 23 (coordenadas 1081063,222N/51492,921,53E).	60
Figura 29. Ubicación de sismos históricos basado en Alonso et al (2013), Peraldo y Acevedo (2012) y Montero et al (2016).	64
Figura 30. Mapa de epicentros de las localizaciones cuyas fases sísmicas fueron revisadas manualmente.	66
Figura 31. Mapa de comparación de los sismos iniciales y los relocalizados mediante HypoDD. Los cuadros de color negro señalan los grupos (G) del 1 al 7 que son descritos individualmente.	68

Figura 32. Distribución por magnitud de la sismicidad relocalizada. Los sismos se muestran según los colores en la simbología de la imagen.....	69
Figura 33. Profundidad de los sismos relocalizados mediante HypoDD. A) Vista en planta de la ubicación de los sismos, clasificados con colores de acuerdo a la profundidad. B) Perfil de hipocentros con dirección sureste-noroeste.....	71
Figura 34. Histogramas de la sismicidad localizada mediante HypoDD. Distribución por: A) magnitud y C) profundidad. La cantidad de sismos se muestra a la izquierda de las barras de cada histograma.	72
Figura 35. Mapa de sismos relocalizados mediante HypoDD y mecanismos focales del área de estudio. Las ciudades de Desamparados (D) y Cartago (C) se representan como cuadros negros. Los colores de los epicentros concuerdan con el color del lineamiento con el cual se relaciona el origen de la sismicidad.	74
Figura 36. Mapa de sismos relocalizados mediante HypoDD del grupo 1 y perfil (A-B) con interpretación de la falla a profundidad (línea roja discontinua). Lineamiento sugerido de los sismos en planta (LS1). Plano nodal seleccionado (línea celeste discontinua).	80
Figura 37. Mapa de sismos relocalizados mediante HypoDD del grupo 2 y perfil (A-B) con interpretación de la falla a profundidad (línea roja discontinua). Sismo magnitud 4,6 Mw (color rojo). Plano nodal seleccionado (línea celeste discontinua).	82
Figura 38. Mapa de sismos relocalizados mediante HypoDD del grupo 3 y perfil (A-B) con interpretación de la falla a profundidad (línea roja discontinua). Lineamiento sugerido de los sismos en planta (LS2 y LS3). Plano nodal seleccionado (línea celeste discontinua).	83
Figura 39. Mapa de sismos relocalizados mediante HypoDD del grupo 4 y perfil (A-B) con interpretación de la falla a profundidad (línea roja discontinua). Lineamiento sugerido de los sismos en planta (LS4). Plano nodal seleccionado (línea celeste discontinua).	84
Figura 40. Mapa de sismos relocalizados mediante HypoDD del grupo 5 y perfil (A-B) con interpretación de la falla a profundidad (línea roja discontinua). Plano nodal seleccionado (línea celeste discontinua).	86

Figura 41. Mapa de sismos relocalizados mediante HypoDD del grupo 6 y perfil (A-B) con interpretación de la falla a profundidad (línea roja discontinua). Lineamiento sugerido de los sismos en planta (LS5). Plano nodal seleccionado (línea celeste discontinua).	87
Figura 42. Mapa de sismos relocalizados mediante HypoDD del grupo 7 y perfil (A-B) con interpretación de la falla a profundidad (línea roja discontinua). Lineamiento sugerido de los sismos en planta (LS6). Plano nodal seleccionado (línea celeste discontinua).	88
Figura 43. Mapa de fallas y lineamientos de la zona de estudio. Ciudades de Cartago y Desamparados representadas como cuadros en color negro demarcados como C y D respectivamente.	91
Figura 44. Mapa de procesos de remoción en masa. Ciudades de Cartago y Desamparados representadas como cuadros en color negro demarcados como C y D respectivamente. .	109
Figura 45. Evolución del movimiento complejo el Tablazo. Elaborado a partir de imágenes de Google Earth y resaltando el evento con una línea color amarilla. A) se observa el evento en el año 2010. B) en el año 2012. C) en el año 2018. D) en el año 2022.	113
Figura 46. Parte media de la quebrada Reyes. A) Desprendimiento del material de los márgenes de la quebrada, así como el material proveniente de aguas arriba. B) Camino y las casas aledañas a la quebrada y zona del deslizamiento el Tablazo.	114
Figura 47. Morfología del movimiento complejo el Tablazo. A) Fuertes escarpes y erosión que presenta el cauce de la quebrada los Reyes junto con los bloques y detritos. B) Cárcava o erosión concentrada que afecta, a su vez, los frentes de deslizamiento. C) Plano principal del deslizamiento. D) Corona secundaria y zona de erosión concentrada que afecta, a su vez, los frentes de deslizamiento. E) Fuertes escarpes y erosión que presenta el cauce de la quebrada los Reyes junto con los bloques y detritos. Bloques (líneas amarillas), dirección de deslizamiento (flechas rojas).	115
Figura 48. Planos de falla correspondientes con la zona del lineamiento el Tablazo. Tomados en el sector S5 mostrado en la figura 14. A) Planos de falla ubicados al este de la quebrada.	

B) Plano de falla ubicado sobre la quebrada. C) Plano de falla ubicado en el sector oeste de la quebrada. D) Plano de falla ubicado en el sector oeste de la quebrada.	116
Figura 49. Mapa de susceptibilidad por litología (Sl). Las ciudades de Cartago y Desamparados (C y D) se muestran como cuadros negros.	120
Figura 50. Mapa de susceptibilidad por pendientes (Sp). Las ciudades de Cartago y Desamparados (C y D) se muestran como cuadros negros.	121
Figura 51. Mapa de susceptibilidad de contenido de humedad (Sh). Las ciudades de Cartago y Desamparados (C y D) se muestran como cuadros negros.	123
Figura 52. Mapa de Disparo por índice de Saturación. Las ciudades de Cartago y Desamparados (C y D) se muestran como cuadros negros.	125
Figura 53. Mapa de valores de disparo DT por sismos con origen en la falla Aguacaliente. Las ciudades de Cartago y Desamparados son representadas por cuadrados de color negro y respectivamente con las abreviaturas C y D.	127
Figura 54. Susceptibilidad integral de procesos de ladera mediante el método Mora-Vahrson (1994) modificado.	129
Figura 55. Dominios en la dirección del ECHM determinados de acuerdo con la geometría del fallamiento neotectónico. Dominio 1 (celeste), domino 2 (morado), dominio 3 (amarillo) y dominio 4 (verde). Las ciudades de Cartago, Desamparados y Turrialba (C, D y T) se muestran como cuadros negros. Fallas Aguacaliente (roja) y Navarro (verde).	133
Figura 56. 1) Mapa con epicentros y perfiles perpendiculares a los sistemas de fallas. 2) Perfil A-B con dirección noroeste-sureste del área de estudio. Con vista en profundidad de los sismos delimitados por el área verde en la figura 55.1, comprenden los sismos de los sistemas de fallas Aguacaliente y Navarro. 3) Perfil C-D con dirección noroeste-sureste del área de estudio. Con vista en profundidad de los sismos delimitados por el área celeste en la figura 55.1, comprenden los sismos ubicados en la zona transtensiva de Tobosi. 4) Perfil C-D con dirección noroeste-sureste del área de estudio. Con vista en profundidad de los sismos totales del área de estudio. Epicentros con profundidades 1-5 km (verdes), 5-10 km (amarillos), 10-	

20 km (rojos). Interpretación de las fallas Navarro (verde) y Aguacaliente (roja) en profundidad. 135

Índice de Cuadros

Cuadro 1. Relaciones para el cálculo del potencial sísmico, según el tipo y longitud de falla.	15
Cuadro 2. Datos de rumbo e inclinación de los planos de falla y estrías.	51
Cuadro 3. Sismos significativos históricos en la zona de estudio.	61
Cuadro 4. Resultados del programa ph2dt para el total de sismos analizados.	67
Cuadro 5. Mecanismos focales calculados en este estudio. Los planos nodales (rumbo, buzamiento y rake) seleccionados como el origen de la sismicidad son resaltados en negrita cuando fue posible asociarlos con el fallamiento. Los ejes P y T corresponden con Compresión y Tensión, respectivamente.....	75
Cuadro 6. Características de cada grupo (G) analizado	79
Cuadro 7. Principales características de las fallas y los lineamientos del área de estudio. ND significa no determinado.	104
Cuadro 8. Cantidad de procesos de remoción en masa y porcentaje del área desplazada según la unidad geológica.....	110
Cuadro 9. Deslizamientos históricos en el sector del Tablazo.	111
Cuadro 10. Área de inestabilidad del deslizamiento El Tablazo para las imágenes de Google Earth analizadas.....	113
Cuadro 11. Resumen de las principales características del movimiento complejo el Tablazo.	117
Cuadro 12. Clasificación del valor por litología (Mora y Vahrson, 1994).	118

Cuadro 13. Clasificación por el grado de pendiente.	121
Cuadro 14. Valores asignados a los promedios por lluvia mensual (Mora y Vahrson, 1994).	122
Cuadro 15. Valoración del parámetro humedad del terreno (Sh).....	122
Cuadro 16. Estaciones meteorológicas utilizadas para el cálculo de la humedad.....	122
Cuadro 17. Valoración del parámetro de disparo por lluvias DII (Mora, R. et al., 1992).	124
Cuadro 18. Clasificación del parámetro sísmico (Ds) (Mora y Vahrson, 1994).....	126

Lista de siglas y abreviaturas utilizadas

- **Elementos tectónicos**

CDCCR: Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica

CDNP: Cinturón Deformado del Norte de Panamá

- **Evidencias morfotectónicas**

BF: Berma de falla

C: Cerro aislado

CA: Cauce abandonado

Ft: Facetas triangulares

LC: Lomo de cerdo

Qd: Quebrada desplazada

Cac: Cauce actual

SF: Silla de falla

TL: Terraza levantada

T : terrazas aluviales

VI: Valle lineal

- **Centros e instituciones**

ICE: Instituto Costarricense de Electricidad

IGN: Instituto Geográfico Nacional

RSN: Red Sismológica Nacional

SNIT: Sistema Nacional de Información Territorial

UCR: Universidad de Costa Rica

- **Puntos Cardinales**

N: Norte

S: Sur

E: Este

O: Oeste

NE: Noreste

NO: Noroeste

SE: Sureste

SO: Suroeste

- **Otros**

DD: Doble Diferencia

ECHM: Esfuerzo Compresivo Horizontal Máximo

GAM: Gran Área Metropolitana

F: Falla

m. a.: Millones de años

MED: modelo de elevación digital

MM: Escala Mercalli Modificada

Mw: Magnitud momento

SIG: Sistema de Información Geográfica

Hypo: Programa “Hypocenter”

L: Lineamiento

LSQR: Regresión de mínimos cuadrados (siglas en inglés)

Resumen

Las fallas Aguacaliente y Navarro transcurren muy cerca una de la otra (~3-9 km), en las cercanías del Gran Área Metropolitana (GAM) de la región central de Costa Rica y son parte del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica, que sirve de límite entre la placa Caribe y la microplaca de Panamá. En la presente tesis se estudian estas fallas a partir de fotointerpretación, trabajo de campo, relocalización de sismos y se realiza un análisis de la inestabilidad de laderas en los alrededores de las fallas. En el área estudiada han ocurrido al menos seis terremotos históricos destructivos desde 1841 (5,2 Mw - 6,3 Ms), siendo el más relevante el terremoto de Cartago de 1910 (6,3 Ms) en la falla Aguacaliente.

En este trabajo se describen 17 lineamientos geomorfológicos sugestivos de fallamiento neotectónico, de los cuales 3 se proponen por primera vez. Dentro de la zona de estudio, el sistema de fallas Aguacaliente es de tipo sinistral y se encuentra constituido por la falla Aguacaliente y Ochomogo. Estas fallas poseen un rumbo oeste a oeste-suroeste con una longitud de 34 km entre Desamparados y Cartago, pero el sistema en conjunto podría alcanzar 65 km en total. Por otra parte, el sistema de fallas Navarro se encuentra integrado dentro de la zona de estudio por las fallas Navarro, Paraíso y Cachí, las cuales también son de tipo sinistral. En conjunto el sistema de fallas posee 24,7 km de longitud en la zona estudiada, pero se podrían extender hasta los 55-115 km.

Como parte de esta investigación se relocalizaron 578 sismos para el período del 2012 al 2020 mediante la técnica de doble diferencia. Esta sismicidad posee magnitudes (Mw) de 1,8 a 4,6 y profundidades de entre 1 y 27 km. Además, se determinaron 39 mecanismos focales mayoritariamente de desplazamiento de rumbo y algunos de tipo normal. Los resultados muestran que hubo sismicidad en las fallas: Aguacaliente, Ochomogo, Guatuso, Alumbre, Higuito, Navarro, Tarrazú, Queverí, Orosi y Cachí y además en fallas sin expresión superficial, como: Muñeco, Sombrero, Desamparados, Naranja y Oro, propuestas por primera vez en esta investigación.

La aplicación del método Mora-Vahrson modificado (MVM) permitió definir una categorización por grados de susceptibilidad a los procesos de remoción en masa y demostró que no existe correlación entre las fallas y las zonas que presentan inestabilidad de laderas. Aun así, se determinó que los sismos pueden ser el disparador de estos procesos como en el caso del deslizamiento El Tablazo. Además, se identificaron en total 127 procesos de remoción en masa para la zona investigada.

La integración de los resultados permite interpretar que las fallas Aguacaliente y Navarro no se conectan en profundidad y que la geometría del fallamiento de cada sistema expresa una dirección del esfuerzo compresivo horizontal máximo (ECHM) ligeramente diferente de N15°E y N30°E, respectivamente.

Se determinó además un potencial sísmico de 6,6 Mw para la falla Aguacaliente en el sector entre Desamparados y Cartago y de 6,4 Mw para la falla Navarro, aunque el potencial de la falla Navarro podría ser de 7,5 Mw si ocurriera una ruptura de la totalidad de su longitud más allá de la zona estudiada. El potencial de fallas más cortas ubicadas entre ambos sistemas varía entre 5,2 y 5,5 Mw. Estos resultados son relevantes debido a la cercanía de estas fallas a los centros más poblados de Costa Rica y a la alta magnitud de los sismos que podría llegar a generarse. Por tal motivo el estudio del fallamiento activo en esta parte del país es de gran importancia para el desarrollo urbano y la gestión de los riesgos asociados con los sismos y deslizamientos disparados por estos.

1. INTRODUCCIÓN

Costa Rica presenta un contexto tectónico complejo, donde la placa del Coco se subduce debajo de la placa Caribe a lo largo del margen pacífico a partir de la fosa Mesoamericana. Al sureste de Costa Rica ocurre la subducción del levantamiento del Coco y además existe un punto triple que pone en contacto las placas mencionadas con la placa Nazca (Figura 1).

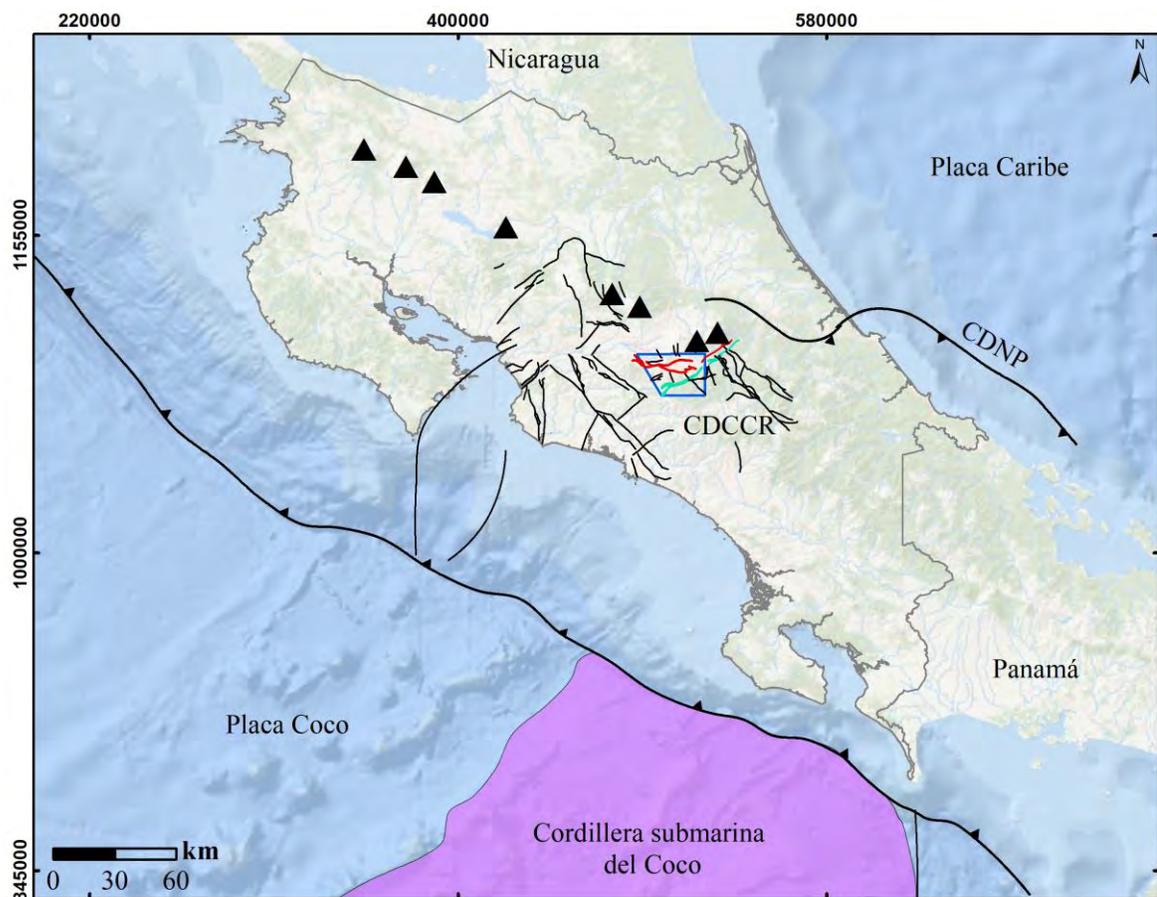


Figura 1. Contexto tectónico regional del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR), (Modificado de Rodríguez, 2017). El sistema de fallas Aguacaliente es representada en rojo y el Navarro en verde. Los volcanes activos son representados como triángulos negros. Ubicación del área de estudio demarcada por líneas de color azul. CDNP significa: Cinturón Deformado del Norte de Panamá.

En el centro de Costa Rica, existe el denominado Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR) cuyo origen podría estar atribuido a los esfuerzos provocados en la placa superior debido a la subducción del levantamiento del Coco en el sur de Costa Rica (Montero, 2001). El CDCCR se define como una zona de deformación ancha (100 km)

compuesta por fallas activas que se ha postulado como un límite de placas difuso, separando la placa Caribe y la microplaca de Panamá entre la fosa Mesoamericana (lado pacífico) y el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP) del lado Caribe (Marshall et al., 2000; Montero, 2001).

Las fallas Aguacaliente y Navarro pertenecen al CDCCR y se encuentran ubicadas en el borde de la GAM. Este estudio se centra en el análisis de la sismicidad y geomorfología en la intersección entre ambos sistemas de fallas, en un área donde aún se desconoce con claridad la conexión entre las fallas y su extensión en profundidad. Además, este trabajo se enfoca en determinar cómo estas zonas de falla pueden facilitar los procesos de remoción en masa a partir del análisis de inestabilidad de laderas.

Esta investigación es relevante, ya que las fallas Navarro y Aguacaliente poseen un potencial sísmico alto que podría resultar desastroso en caso de ocasionar un terremoto, principalmente para las ciudades de Cartago y San José ubicadas a solo 3-15 km de las mismas.

1.1. Justificación

Las fallas Aguacaliente y Navarro son relevantes de estudiar debido a su cercanía con la GAM y a la gran cantidad de población, aproximadamente 3176968 personas (INEC, 2011), que podrían verse afectadas ante un evento sísmico originado en estas estructuras.

Las fallas mencionadas se encuentran muy cerca una de la otra (aproximadamente 3-9 km), por lo que surge la pregunta de si son la misma estructura en profundidad. Debido a las dimensiones (100 km) que poseen las fallas Aguacaliente y Navarro este estudio se delimita a una porción de estos sistemas, específicamente a la zona donde ocurre la intersección entre ambos sistemas de fallas, por considerarse de alto interés científico y para la gestión del riesgo.

A las fallas Aguacaliente y Navarro se les han asociado varios sismos históricos entre los años 1841 y 1951 con magnitud M_s de entre 5,2 y 6,4 y de foco superficial (profundidades menores a los 10 km) (Fernández y Montero, 2002). Al sistema de fallas Aguacaliente se le asocia el terremoto del 4 de mayo de 1910 que destruyó la ciudad de

Cartago tuvo magnitud de $M_s=6,4$ (Montero, 2001) y un saldo de alrededor de 600 víctimas (Henar et al, 2013). Además, a la falla Aguacaliente se le atribuyen tres enjambres sísmicos entre junio de 1994 y noviembre de 1997, en una zona en donde la falla cambia de rumbo (Fernández y Montero, 2002).

Igualmente, se encuentran otros sismos destructivos que pueden relacionarse con el sistema de la falla Navarro. Uno de estos sismos fue el terremoto de Paraíso que ocurrió en 1951, aunque este evento también podría relacionarse con la falla Orosí (Fernández y Montero, 2002; Montero et al., 2016). El segundo sismo en importancia asociado con la falla Navarro fue sismo de Frailes ocurrido el 9 de agosto de 1991 ($M_w 5,2$) (Montero et al., 2016).

La Red Sismológica Nacional (RSN) es un programa de investigación de la Universidad de Costa Rica (UCR) dedicado al estudio de los eventos sísmicos en Costa Rica. Esta instancia posee un catálogo sísmico que inicia en 1974. En el año 1976, la RSN contaba únicamente con cinco estaciones sismológicas en la parte central de Costa Rica (Morales, 1986). Actualmente la RSN cuenta con una red constituida por alrededor de 210 estaciones sismológicas que se registran en tiempo real en el laboratorio de Sismología de la Escuela Centroamericana de Geología de la UCR. El aumento reciente en el número de estaciones ha permitido la detección de sismos de magnitudes menores y su localización óptima.

Las fallas Aguacaliente y Navarro carecen de estudios de sismicidad detallados desde la ampliación de la red de estaciones de la RSN en el 2011. Por esta razón, existe la necesidad de caracterizar de mejor manera las fuentes sísmicas, su potencial sísmico, su extensión y conexiones con fallas adyacentes a la luz de la nueva sismicidad registrada por la RSN. Con este interés se realiza la presente investigación en la que se pretende analizar la relación entre la sismicidad y el fallamiento.

Además, en esta investigación se considera la amenaza de deslizamientos que podrían ser disparados por terremotos, debido a que en esta área se han presentado eventos importantes como el deslizamiento El Tablazo el cual se ubica en un área densamente poblada como lo es el sector de Desamparados, por lo que se incorpora el análisis de la

estabilidad de laderas, identificación de procesos de remoción en masa y estudio de deslizamientos generados por sismos dentro del área de estudio.

La cercanía entre las fallas activas y ciudades densamente pobladas impone la necesidad de actualizar los estudios neotectónicos, sismológicos y de inestabilidad de laderas con el fin de aportar en la planificación del crecimiento urbano y ordenamiento territorial.

1.2. Hipótesis

A pesar de la cercanía que existe entre los sistemas de las fallas Navarro y Aguacaliente (aproximadamente 6 km) y poseer un desplazamiento de tipo sinistral, estas fallas no son la misma estructura en profundidad lo cual se puede comprobar a partir de la relocalización de hipocentros y la geometría de los elementos de geomorfología tectónica visibles entre estas fallas. El movimiento de las dos fallas ha propiciado el desarrollo de muchas estructuras activas y neotectónicas ubicadas entre las fallas que, en conjunto con la topografía irregular, convierte a esta zona en una de alto peligro de deslizamientos disparados por sismos incluso de magnitud moderada ($M_w < 6$) en alguna de estas fallas.

1.3. Ubicación

El área de estudio se ubica entre las provincias de San José y Cartago (Figura 2), dentro del CDCCR. Abarca un área aproximada de 670 km² y comprende parcialmente las hojas topográficas 1:50000 Abra, Caraigres, Istarú y Tapantí del Instituto Geográfico Nacional. El área de estudio posee forma de trapecio rectángulo, ya que se toma en consideración únicamente el área de influencia e intersección de las fallas Aguacaliente y Navarro en las cercanías de la Gran área Metropolitana, excluyendo el sector sur-oeste de la falla Jaris.

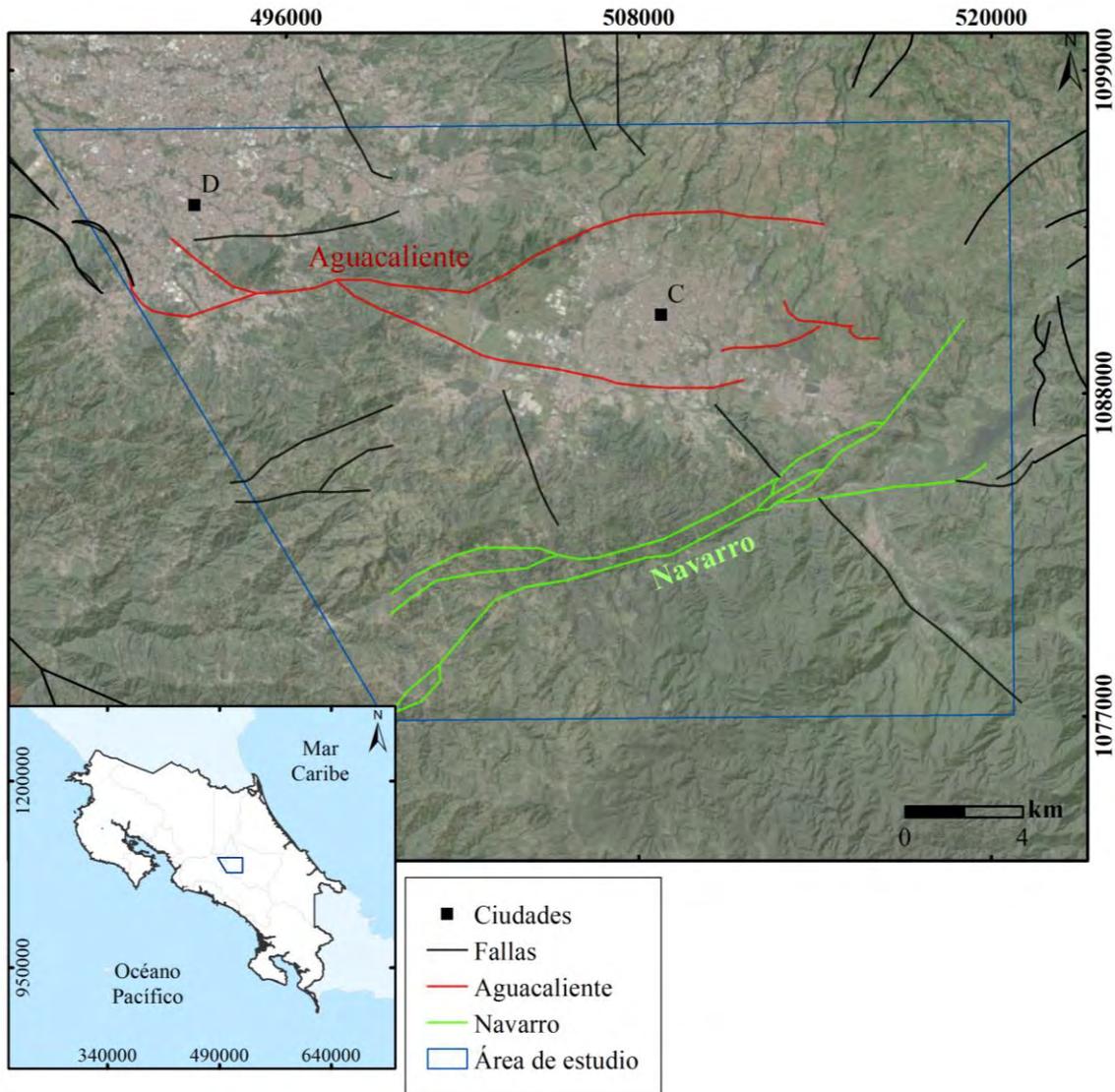


Figura 2. Ubicación del área de estudio demarcada por líneas de color azul. Las fallas son modificadas de Rodríguez (2017). Las ciudades de Cartago y Desamparados (C y D) se muestran como cuadros negros.

1.4. Objetivos: general y específicos

1.4.1. Objetivo general

Analizar la sismotectónica y estabilidad de laderas en la zona de la intersección los sistemas de fallas Aguacaliente y Navarro, mediante metodologías sismológicas, geomorfológicas y de zonificación por susceptibilidad de deslizamientos, con el fin de determinar la relación

tectónica entre los sistemas de fallas, el potencial sísmico y la incidencia de deslizamientos y con esto aportar insumos para la gestión del riesgo de desastres

1.4.2. Objetivos específicos

- Relocalizar la sismicidad reciente de la zona de intersección de las fallas Aguacaliente y Navarro, a partir del uso de la nueva cobertura de estaciones sismológicas de la RSN, con el fin de refinar la geometría y orientación de estas estructuras y así determinar si corresponden o no con la misma estructura en profundidad.
- Estudiar la geomorfología tectónica de la zona entre las fallas Aguacaliente y Navarro, a partir del uso de sensores y trabajo de campo, con el fin de comprender la interacción entre ambos sistemas de falla.
- Analizar la estabilidad de laderas mediante metodologías que identifiquen la susceptibilidad a la generación de deslizamientos con énfasis en los sismos como disparadores principales, con el fin de generar un insumo para la gestión del riesgo y prevención de desastres.

1.5. Metodología

Se utilizó la siguiente metodología para el cumplimiento de los objetivos.

1.5.1. Geología y Neotectónica

Se efectuó una investigación bibliográfica sobre las descripciones tectónicas, sismológicas y geológicas de la zona de estudio. Para la elaboración del mapa geológico, se realizó la revisión de estudios previos y de esta manera se generó un mapa compuesto en un Sistema de Información Geográfica (SIG) mediante el uso del software ArcGIS. El mapa geológico se corroboró con la información obtenida en el campo. Asimismo, para estudiar la expresión geomorfológica de las fallas, se realizó un modelo de elevación digital (MED) con las curvas 1:25000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN), para el cual se utilizó tamaño de píxel con una resolución de 5 cm, y en este caso se utilizaron las herramientas de análisis espacial dentro del software ArcGIS y Qgis. Con el MED obtenido se realizó un mapa de pendientes del área de estudio utilizando una clasificación en grados propuesta por Mora y Vahrson (1994).

Para el análisis morfotectónico del área de estudio, se buscaron marcadores geomorfológicos planos y lineales para identificar la deformación tectónica. Para este análisis se realizó una descripción detallada e interpretación de los indicadores geomorfológicos a lo largo de las fallas y lineamientos observados en las 44 fotografías aéreas del proyecto TERRA en la zona de estudio, provenientes del IGN. Dichas fotografías, se georreferenciaron mediante el software ILWIS, utilizando las curvas de nivel, los ríos y calles a escala 1:25000 del IGN y con estos datos se crearon los pares estereográficos para su análisis e interpretación. Para el análisis de estos pares estereográficos se utilizó el software ILWIS y lentes especiales para permitir la visualización en 3D.

Los lineamientos se clasificaron según su expresión geomorfológica en tres categorías: lineamiento prominente, lineamiento moderado y lineamiento débil, según la propuesta presentada por Linkimer (2003). Un lineamiento es prominente si los rasgos geomórficos puntuales o lineales son de carácter prominente y se pueden apreciar a lo largo de toda su extensión; algunos de ellos son: escarpes de falla, cambios de pendiente, valles lineales, lomos de falla, drenajes desplazados, alineados, adaptados y abandonados, trincheras de falla, bermas, deslizamientos, depresiones, terrazas levantadas, facetas y sillas de falla. Un lineamiento es moderado cuando los rasgos geomorfológicos poseen una expresión moderada a débil con una naturaleza discontinua a lo largo de la traza del lineamiento. Por último, se define como un lineamiento débil cuando los rasgos geomorfológicos son débiles y se encuentran muy separados entre sí (más de 5 km) y de esta manera definen una traza aproximada. También corresponde con segmentos sin expresión geomorfológica que se localizan en zonas ubicadas entre segmentos lineales prominentes, en donde cualquier evidencia geomorfológica fue borrada o cubierta, por ejemplo, en valles fluviales de ríos muy caudalosos.

Con base en los marcadores geomorfológicos y aspectos sismológicos, se seleccionaron sitios claves para la comprobación de campo. En el campo se buscaron principalmente geoformas y depósitos recientes (lacustres, aluviales y coluviales), que son particularmente sensibles a los movimientos tectónicos y por ello, pueden proveer evidencias claras de fallamiento, plegamiento o basculamiento. En los depósitos recientes se reconocieron y caracterizaron con mayor detalle los elementos geomorfológicos observados previamente en

las fotos aéreas. Asimismo, cuando se encontraron evidencias de la existencia de la falla se tomaron fotografías de estas, se midieron rumbos y buzamientos tanto de estratos como de estrías y se corroboró con el trazo de las interpretaciones con sensores remotos.

Para describir el grado de actividad del fallamiento se utilizó la descripción expuesta en Linkimer (2003), para la cual hay que tomar ciertas consideraciones como la edad de las rocas en las que se identificaron los lineamientos, el grado de expresión del lineamiento, la deformación en los depósitos cuaternarios observados durante las visitas al campo y fotografías aéreas. Además, utilizando la sismicidad relocalizada en esta investigación y la analizada en trabajos previos, se determinaron los lineamientos que corresponden con fallas activas, neotectónicas o posiblemente neotectónicas usando las siguientes definiciones presentadas por Linkimer (2003):

- Falla activa: es aquella que ha tenido actividad durante el Holoceno, es decir, durante los últimos 10 000 años. Se caracteriza por presentar un lineamiento geomorfológico prominente y por deformar depósitos holocénicos. En algunos casos tiene asociada actividad sísmica histórica.
- Falla neotectónica o potencialmente activa: es aquella que ha tenido actividad durante el Cuaternario, es decir, durante los últimos 1,6 millones de años. Se caracteriza por presentar un lineamiento geomorfológico prominente o moderado y por afectar depósitos de edad Cuaternario.
- Falla posiblemente neotectónica: es aquella que tuvo actividad durante el período Terciario, es decir, hace más de 1,6 millones de años; no obstante, no se descarta su actividad durante el período Cuaternario (¿reactivación?). Se caracteriza por un lineamiento moderado o débil y por no poseer evidencias que indiquen desplazamientos en unidades del Cuaternario.

Además, con la caracterización de la geometría y determinación del grado de actividad, incluyendo aspectos geomorfológicos y sismológicos, se interpretó la geometría a profundidad de las fallas identificadas, así como la posible conexión de los sistemas de fallas.

1.5.2. Sismología

Se realizó una búsqueda bibliográfica de la sismicidad histórica en el área de estudio. Con esta información se realizó un mapa con la ubicación epicentral de los eventos históricos.

Para el análisis sismológico se utilizó el catálogo sísmico de la Red Sismológica Nacional (RSN). Este catálogo incluye sismos desde 1974 e incluye las características básicas de los sismos localizados como la fecha, hora, latitud, longitud, profundidad del hipocentro y la magnitud momento (M_w). La cantidad y distribución de las estaciones con las que se han localizado los sismos de este catálogo ha variado significativamente desde los inicios de la RSN. En el año 1976, la red de estaciones contaba únicamente con cinco instrumentos en la parte central de Costa Rica (Morales, 1986). Actualmente la RSN cuenta con una red que está constituida por alrededor de 210 estaciones sismológicas (Figura 3) y que se registran en tiempo real en el laboratorio de Sismología de la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica, lo cual mejora la detección de sismos de magnitudes menores y su localización.

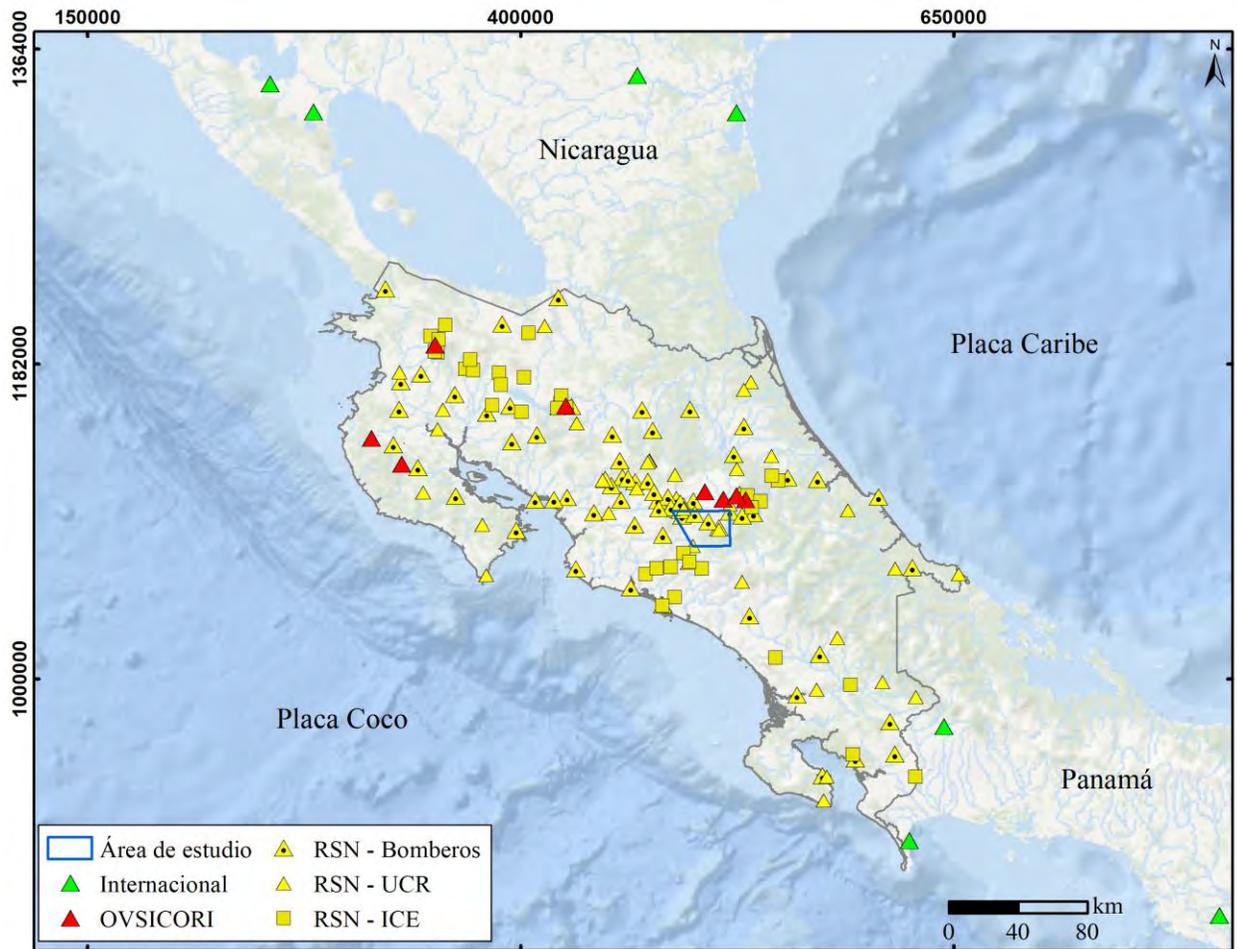


Figura 3. Ubicación de las estaciones sísmicas utilizadas. La mayoría de las estaciones corresponde con las de la Red Sismológica Nacional (RSN).

Con el fin de seleccionar los sismos detectados con la mejor calidad en la zona de estudio, se utilizaron eventos con lecturas en al menos seis estaciones, con un valor de la raíz cuadrática media (RMS, según sus siglas en inglés) menor a 1,0 s, un gap de cobertura azimutal máximo de 180°, una profundidad menor o igual a 30 km (ya que este se considera el límite para los sismos producidos por fallamiento local) y cualquier magnitud, en un rango de años desde 2012 hasta el 2020. Como resultado de la aplicación de estos criterios, se obtuvo una base de datos inicial de 578 sismos.

Posterior a esto se relocalizaron manualmente los sismos, a partir de la revisión de los arribos de las ondas P (primaria) y S (secundaria), utilizando un esquema de pesos dependiendo de la claridad de los primeros arribos de la onda P. El número de peso (w_1) que se otorga tiene valores del 0 al 4, siendo 0 un valor que corresponde a un arribo sin

incertidumbre y 4 un peso para la mayor incertidumbre y menor claridad. La revisión de los sismogramas se realizó mediante el programa de localización de sismos del paquete computacional SEISAN (Ottmöller et al. 2020) y se utilizó el modelo de velocidades de capas de la RSN. Al mismo tiempo se estableció la polaridad (compresión o dilatación) en los arribos de las ondas P y una vez obtenidos los hipocentros, se realizaron perfiles de profundidad de los sismos, con el fin de observar la distribución de los hipocentros y posibles alineamientos que indiquen relación con las fallas.

Subsiguientemente se utilizó HypoDD, que es un programa en Fortran que usa una técnica de localización de doble diferencia que funciona para reubicar sismos con muy alta precisión a lo largo de sistemas de falla (Waldhauser, 2001).

El programa HypoDD utiliza tiempos de arribo absolutos y diferenciales. Los tiempos de arribo absolutos fueron tomados directamente de la lectura de los sismogramas. Los tiempos diferenciales de cada grupo de sismos se determinaron sustrayendo el tiempo de arribo entre pares de eventos estableciendo una distancia determinada y que fueron registrados en estaciones comunes dentro de un radio no mayor a 100 km con respecto del conjunto de sismos de interés.

Los residuos de las diferencias entre pares de eventos en cada estación fueron tratados desde una sola fuente, utilizando el método del algoritmo de Regresión de mínimos cuadrados (LSQR, por sus siglas en inglés). En el catálogo de tiempos diferenciales construido con este método, cada evento está ligado con un mínimo de eventos cercanos y para los pares de eventos se establecen ciertos parámetros especificados en la sección 3.3 tales como la distancia de separación entre eventos y la distancia máxima (MAXDIST).

La base datos inicial con 578 sismos fue relocalizada con el programa HypoDD. Se obtuvieron mapas de sismicidad que se compararon con los mapas de localizaciones iniciales y se analizaron varios grupos de sismos de acuerdo a su ubicación.

Primero, se establecieron los grupos de eventos por medio de epimap.are y creando un archivo CAT (collect.out) con las características básicas de los sismos localizados (fecha, hora, latitud, longitud, profundidad del hipocentro y la magnitud momento). Seguido a esto,

se transformaron los archivos de entrada en formato nórdico, para que el programa HypoDD los pueda interpretar de manera adecuada. Esto se realizó con el programa de SEISAN llamado NOR2DD. Aquí, este programa toma el collect.out y crea los archivos phase.dat y station.dat.

Para el siguiente paso se utilizó el programa ph2dt y se establecieron los tiempos de diferencia, ejecutando el programa ph2dt. El programa ph2dt analiza los enlaces entre pares de eventos y establece una selección a través de parámetros fijados por el usuario en el archivo ph2dt.inp. La configuración de este archivo es la parte más importante del proceso de relocalización, ya que es la que determina el número de fuertemente correlacionados en HypoDD.

Después, se ejecutó el programa HypoDD, utilizando el archivo hypodd.inp. Este programa realiza el cálculo de hipocentros relocalizados a partir de los enlaces establecidos por ph2dt y los valores establecidos por el usuario. Por último, se compararon las ubicaciones obtenidas mediante HypoDD y las localizaciones iniciales usando el programa EPIMAP y se realizaron perfiles dentro de la función de EPIMAP, con el fin de observar el comportamiento de los hipocentros y posibles alineamientos que indiquen relación con las fallas.

Otro ejercicio realizado fue el cálculo de mecanismos focales, con el fin de obtener los posibles planos de falla que originaron la sismicidad. Para esto, se utilizó el programa FOCMEC (Snook et al., 1984) incluido en SEISAN, en el cual se utiliza las observaciones de la polaridad del primer arribo de la onda P.

Para obtener mecanismos focales de alta calidad se calcularon soluciones cada 5° , 3° , o 1° , dependiendo de la calidad del evento. No se consideraron los sismos que tuvieran menos de 8 polaridades, ni los sismos en los que el azimuth de los planos nodales variaran más de 20° entre sí, ya que se consideró con estos criterios que los mecanismos podrían no ser confiables. Además de esto, se buscó, dentro de lo posible, existiera al menos una polaridad ploteada en todos los cuadrantes, para así delimitar mejor los planos de falla. Bajo estas condiciones, se pudieron generar un total de 39 mecanismos preliminares dentro del área de estudio.

Posterior a esto para los mecanismos focales adquiridos de los sismos localizados inicialmente se procedió a comprobar su estabilidad cuando el hipocentro es relocalizado usando HypoDD. Para ello se tomaron como correctas las coordenadas y profundidad del hipocentro obtenidas mediante HypoDD. Se consideraron como de buena calidad los casos en que los mecanismos focales fueron estables usando tanto la localización inicial como la de HypoDD. Los mecanismos de alta calidad fueron analizados, para determinar el tipo de falla que puede generar el sismo según el ángulo de rake y el análisis morfotectónico elaborado.

Por último, se estimó el potencial sísmico que se define como la magnitud máxima que puede producir una falla activa. Para ello se emplearon ecuaciones empíricas que fueron derivadas en trabajos previos a partir de regresiones estadísticas como Wells y Coppersmith (1994) y Pavlides y Caputo (2004). En estas ecuaciones se toma en consideración el tipo de falla y su longitud (L) (Cuadro 1).

Cuadro 1. Relaciones para el cálculo del potencial sísmico, según el tipo y longitud de falla.

Tipo de falla	Autor	Ecuación
Desplazamiento de rumbo	Wells y Coppersmith (1994)	$M_w = 5,16 + 1,12 * \text{Log}(L)$
Fallas Normales	Pavlides y Caputo (2004)	$M_s = 5,48 + 0,9 * \text{Log}(L)$
Fallas Inversas	Wells y Coppersmith (1994)	$M_w = 5 + 1,22 * \text{Log}(L)$

1.5.3. Inestabilidad de laderas

Se revisaron investigaciones previas con descripciones sobre deslizamientos y zonas de vulnerabilidad dentro del área de estudio. Para la identificación de los procesos gravitacionales, se realizó la interpretación de los elementos de inestabilidad de laderas asociados a movimientos en masa, a partir de las 44 fotografías aéreas del proyecto TERRA

en la zona de estudio, provenientes del IGN. Dichas fotografías, se georreferenciaron mediante el software ILWIS, utilizando las curvas de nivel, los ríos y calles a escala 1:25000 del IGN y con estos datos se crearon los pares estereográficos. Para el análisis de estos pares estereográficos se utilizó el software ILWIS y lentes especiales para permitir la visualización en 3D y de esta manera ubicar y clasificar los procesos de remoción en masa. Complementando con visitas al campo que permitan describir el deslizamiento (tamaño, tipo de material, tipo de deslizamiento, área que abarca).

Para la realización del inventario de movimientos en masa se categorizaron los tipos de movimientos observados en fotografías aéreas y en visitas al campo basado en los atributos morfológicos de los movimientos de la superficie de ruptura y del área de depósito, el tipo y velocidad del movimiento, el tamaño y tipo de los materiales involucrados, la antigüedad del movimiento y el grado de actividad. La clasificación se realizó según los conceptos definidos por Alcántara (2000) quien los cataloga según el mecanismo del movimiento en caídas o desprendimientos, vuelcos o desplomes, deslizamientos, expansiones laterales, flujos y movimientos complejos, y se pueden definir como:

- Desprendimientos o caídas: son los movimientos en caída libre de distintos materiales tales como rocas, detritos o suelos. Este tipo de movimiento se origina por el desprendimiento del material de una superficie inclinada, el cual puede rebotar, rodar, deslizarse o fluir ladera abajo posteriormente. Estos movimientos son definidos con base en el material involucrado, por lo que se clasifican de manera general en caídas o desprendimiento de rocas, caídas o desprendimiento de detritos y caídas o desprendimientos de suelos (Cruden y Varnes, 1996).
- Vuelco o desplome consiste en la rotación de una masa de suelo, detritos o roca en torno a un eje o pivote determinado por su centro de gravedad. Su movimiento es hacia adelante o hacia la parte externa, por lo cual involucra inclinación o basculamiento, pero no implica colapsamiento, frecuentemente ocurren en una o más superficies, en materiales que poseen un sistema de discontinuidades preferencial como diaclasas, grietas de tensión o superficies columnares. Se clasifican en vuelcos o desplome de rocas, de derrubios o detritos y de suelos (Alcántara, 2000).

- Deslizamientos: son movimientos ladera abajo de una masa de suelo, detritos o roca, la cual ocurre sobre una superficie reconocible de ruptura. Con frecuencia, la formación de grietas transversales es la primera señal de la ocurrencia de este tipo de movimientos, las cuales se localizan en la zona que ocupará el escarpe principal. La superficie de ruptura define el tipo de deslizamiento, por lo que las superficies curvas, cóncavas o en forma de cuchara se asocian a deslizamientos rotacionales, las superficies de ruptura semi-planas u onduladas a los movimientos translacionales y las superficies planas a los deslizamientos planos (Alcántara, 2000).
- Flujos: son movimientos espacialmente continuos, en los que las superficies de cizalla son muy próximas, de poca duración y, por consiguiente, difíciles de observar. El movimiento de los flujos es muy parecido al de un fluido viscoso, razón por la que la distribución de velocidades no es homogénea y origina la formación de lóbulos a partir del predominio del movimiento intergranular. Los flujos envuelven todos los tipos de materiales disponibles y se clasifican con base en su contenido, por tanto, se dividen en flujos de rocas, flujos o corrientes de derrubios y flujos de arena o suelo (Alcántara, 2000).
- Expansiones laterales: son resultado de la fracturación y expansión de suelos o masas de roca compactos, debido a la licuefacción o fluidización del material subyacente, ocurren cuando materiales gruesos, como fragmentos de rocas, grava, etc., están inmersos en una matriz de material más fino o contienen arcillas. La superficie de cizallamiento no está bien definida, la masa involucrada se mueve rápida y retrogresivamente, y puede tener una duración hasta de algunos minutos (Alcántara, 2000).
- Movimientos complejos: estos ocurren cuando el tipo de movimiento inicial se transforma en otro al ir desplazándose ladera abajo, entre los más importantes cabe destacar los aludes o avalanchas de rocas y los flujos deslizantes. Las avalanchas o aludes de rocas consisten en la movilización a gran distancia de grandes masas de rocas y detritos, las cuales viajan a gran velocidad. Los flujos deslizantes son resultado del colapso repentino y de gran extensión de una masa de material granular o de detritos que viajan a velocidades rápidas o extremadamente rápidas, como resultado de un efecto perturbador. El material involucrado es metaestable, con una estructura suelta y alta porosidad. Durante el colapso, la carga del terreno es transferida a los fluidos de los poros (generalmente agua), lo que ocasiona un incremento en la presión de estos últimos y, por

ende, la pérdida de resistencia, ocasionando el flujo deslizante (Hutchinson, 1988). Por lo general, la morfología resultante es alargada y estrecha, y el área de depósito tiene un espesor relativamente bajo (Alcántara, 2000).

Con esta información se analizó el caso específico del deslizamiento el Tablazo, para el cual se estimó el área deslizada, su evolución a través de los años utilizando la herramienta de Google Earth y su estilo de deslizamiento, así como su posible origen mediante la comprobación en el campo.

Por último, se aplicó el método Modelo Mora-Vahrson 1994 modificado. Para obtener las zonas con mayor susceptibilidad a deslizamientos a escala regional. La aplicación del método Mora-Varhson modificado (MVM) permite obtener una zonificación de la susceptibilidad del terreno a deslizarse, mediante la combinación de la valoración y peso relativo de diversos indicadores morfodinámicos (Mora et al., 2002).

Este método tiene una amplia aceptación para el estudio de los procesos de ladera en Costa Rica y además permite la clasificación de los riesgos de movimientos de ladera en zonas tropicales sísmicamente activas.

El método MVM está integrado por cinco parámetros, agrupados en: factores de disparo (D) y elementos pasivos (EP). Los factores de disparo se encuentran constituidos por sismos y precipitaciones intensas y son los que desencadenan los movimientos de ladera. Mientras que los elementos pasivos se relacionan con las características del medio (litología, humedad del suelo e inclinación del terreno).

En este método se asigna un peso relativo a cada uno de los parámetros. Se considera que el grado de susceptibilidad al deslizamiento (H) es el producto de la combinación de los elementos pasivos (EP) y de la acción de los factores de disparo (D) (Mora et al., 1992). Definido por la fórmula:

$$H = EP \times D$$

Para el cálculo de los elementos pasivos (EP) se utilizan los valores de los siguientes parámetros: susceptibilidad litológica (Sl), humedad del terreno (Sh) y el de la pendiente (Sp). Obteniendo la siguiente expresión:

$$EP = Sp \times Sl \times Sh$$

En cuanto al cálculo del factor desencadenante o disparo (D). Se suman los valores de la precipitación (DII) y los sismos (Ds), como muestra la siguiente expresión:

$$D = DII + Ds$$

La obtención de los parámetros en la metodología MVM se realizaron de la siguiente manera: para el valor de las pendientes (Sp) se utilizó el modelo de elevación digital de la zona de estudio con una resolución de 5 m, generados mediante sistemas de información geográfica utilizando la clasificación de los rangos de pendientes propuestos por Mora y Vahrson (1994) dividiendo la pendiente según sus grados y porcentaje.

El parámetro de susceptibilidad litológica (Sl), se determinó mediante descripciones cualitativas. Por esta razón, se utilizó la información del mapa geológico, como fuente para asignar los parámetros litológicos.

En cuanto al valor del parámetro de humedad, se utilizaron los promedios mensuales de precipitación para las estaciones meteorológicas de la zona de estudio, brindados por el IMN y el ICE. Efectuando con ellos un balance hídrico simplificado tal como sugiere Mora et al. (1992). Seguidamente, a los promedios mensuales se les asignan los valores de 0, 1 y 2 según el promedio mensual de precipitación, con lo que se obtiene un valor que puede oscilar entre 0 y 24 unidades.

Para determinar el parámetro de la sismicidad se calculó la atenuación de la aceleración máxima de un sismo en un escenario sísmico, según la metodología propuesta por Ruiz y Soto (2014), en la falla Aguacaliente, tomando en cuenta la magnitud y la distancia hipocentral del sismo de 4 de mayo de 1910.

Se utiliza la atenuación de aceleración máxima de sismos, la cual se desprende de la fórmula para terremotos corticales propuesta por Schmidt (2010).

$$\log_{10}(PGAa) = cb1 * cb2 * (M_w) + cb3 * \log_{10}\sqrt{(d^2 + cb4)} + s * cb5 + h * cb6$$

Las variables cb son constantes, cb1=0,15454; cb2= 0,48743; cb3= -1,83891; cb4= 3,83891; cb5=0,21489 y cb6= 0,11115. Mw corresponde a la magnitud de momento del sismo disparador, h es la distancia hipocentral, y los valores s y h son dependientes al suelo del área de estudio, para este caso y basados en la clasificación de Schmidt (2010), h= 0 y s=1.

Posteriormente se realizó una grilla de puntos a través de toda el área de estudio y a partir de los valores obtenidos de la ecuación anterior para cada punto dentro del área de estudio los datos se agrupan en rangos de intensidad (MM), tal y como fue propuesto por Wald et al. (1999) y Linkimer (2008). Para transformar los resultados de PGA a los asociados por Mora et al. (1992) del factor disparador, se aplicó la fórmula empírica con mejor ajuste logarítmico.

$$Ds = 1,2597 * \ln(PGA) - 1,2517$$

En el parámetro de disparo por lluvia, se consideran las intensidades de lluvias potencialmente generadoras de deslizamientos y se utilizó la lluvia máxima en 24 horas con un período de retorno de 100 años, aplicando la distribución de valores extremos Gumbel tipo I o LogPearson tipo III a series temporales con más de 10 años de registro (Mora et al., 1992). En este parámetro se consideran las intensidades de lluvias que potencialmente pueden generar un disparo de movimientos en masa, para ello se utilizó la información de las estaciones meteorológicas de la zona de estudio, brindadas por el IMN y el ICE. Mediante el software libre Hydrognomon se calcularon las precipitaciones máximas diarias para un periodo de recurrencia de 100 años, aplicando la distribución de valores extremos.

Sustituyendo los parámetros apropiados, la ecuación original se puede expresar como (Mora et al., 1992):

$$H = (Sl \times Sh \times Sp) \times (Ds + Dll)$$

2. CONTEXTO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO

Costa Rica se encuentra localizada al sur del istmo centroamericano y se caracteriza por un contexto tectónico complejo en el que interactúan la placa Caribe, la microplaca de Panamá y la placa del Coco que se subduce debajo de las primeras. Se ha propuesto que este proceso de subducción y la colisión del levantamiento del Coco con el sur de Costa Rica ha generado una zona de deformación que tiene un ancho aproximado de 100 km e incluye las fallas neotectónicas que constituyen el CDCCR (Montero, 2001).

El CDCCR es un sistema de fallas recientes y plegamientos activos que atraviesan la zona central del país, este sistema actúa como el límite oeste de la microplaca Panamá con la placa Caribe e incluye las fallas ubicadas entre la fosa Mesoamericana del lado Pacífico y el CDNP del lado Caribe (Montero, 2001).

Dentro del CDCCR se encuentran fallas de diversos desplazamientos, pero en general son principalmente de desplazamiento de rumbo dextral con dirección noroeste y sinistral con dirección este-noreste, siendo estas fallas las que presentan una mayor longitud (Montero y Morales, 1990; Montero, 2001). Además, existen fallas de desplazamiento normal en el antearco y algunas inversas de rumbo oeste-noroeste en el norte y este del CDCCR (Montero, 2001).

La orientación de las fallas genera un patrón conjugado con una orientación NO-SE y SO-NE, lo cual concuerda con los esfuerzos de la región central de Costa Rica, donde el esfuerzo compresivo horizontal máximo es cercano al N-S y el esfuerzo principal mínimo horizontal es E-O (Fernández y Pacheco, 1998).

El sistema de fallas dextral incluye en la cordillera volcánica Central las fallas Lara y Río Sucio, mientras que en el sector norte de la cordillera de Talamanca incluye a las fallas Candelaria, Picagres, San Antonio, Jaris, Escazú-Belo Horizonte-Aserrí- Jericó, Frailes y Atirro con sus ramales Turrialba y Tucurrique. Además, algunas de estas fallas transcurrentes presentan componentes normales o inversas, y se encuentran relevos distensivos y compresivos asociados con estas fallas (Montero, 2001).

Por otra parte, el sistema de fallas sinestrales incluye las fallas La Garita, Virilla, Aguacaliente, Tulín, Navarro y Simarí. La deformación en la región central de Costa Rica ocurre tanto en fallas dextrales como sinestrales ya que en algunos sectores las fallas sinestrales parecen cortar e interrumpir la continuidad de las fallas dextrales y en otros casos parece ocurrir lo contrario (Montero, 2001).

Los sistemas de fallas sinestrales citados anteriormente incluyen los sistemas de fallas Aguacaliente y Navarro que han sido caracterizados como parte del CDCCR y las cuales se ubican en las áreas cercanas a la GAM. Estas fallas, además, presentan estructuras neotectónicas y se les han asociado terremotos históricos (Salazar et al., 1992; Fernández y Montero, 2002).

La traza de la falla Aguacaliente tiene en general, una forma sinuosa con un rumbo variable al este-suroeste y se divide en dos trazas; una de las trazas se ubica del lado norte del valle de Coris y se denomina como falla Ochomogo, que limita el lado este de los cerros de La Carpintera y una segunda traza que se ubica del lado sur del valle de Coris y continúa al sur de la ciudad de Cartago (Montero y Kruse, 2006).

La neotectónica de la falla Aguacaliente en los valles de Coris y del Guarco ha sido descrita anteriormente por diferentes autores (Montero et al., 2005; Montero y Kruse, 2006; Quintanilla et al., 2008; Montero et al., 2013; Monge, 2016) los cuales demostraron que es una falla activa que posee una componente sinistral e inversa (Montero et al., 2005; Montero et al., 2013; Rodríguez, 2017).

Existen zonas aledañas con una importante actividad sísmica como la zona transtensiva de Tobosi definida por Araya et al. (2015) y la cual se compone de tres trazas denominadas como fallas Tobosi, Tablón y Alumbre. Catalogada como una estructura activa y la responsabilizan del enjambre sísmico ocurrido entre el 9 de diciembre del 2011 y el 28 de febrero del 2012.

Finalmente, el sistema de falla Navarro se encuentra ubicado de 3 a 9 km al sur del sistema Aguacaliente, transcurriendo entre las estribaciones noroccidentales de la cordillera de Talamanca y pasando por las faldas sur y sureste de los volcanes Irazú y Turrialba. Este

sistema incluye de fallas de desplazamiento principalmente sinistral con rumbo suroeste a noreste. Los principales segmentos son: la falla Tarrazú, la zona de tracción Estrella, la falla Navarro, la falla Cachí, la falla Paraíso, la falla Urasca, la depresión Ujarrás y la falla Maravilla (Montero et al, 2016).

La neotectónica de la falla Navaro ha sido descrita por diferentes autores (Berrangé, 1977; Aguilar 1984; Denyer y Montero, 1988; Salazar et al., 1992; Geomatrix Consultants, 1994; Montero et al., 1998; Linkimer, 2003), quienes muestran que la falla Navarro se encuentra conformada por diferentes secciones interconectadas que pueden alcanzar los 115 km de longitud. La falla Navarro ha catalogado como una falla activa ya que se observa desplazando depósitos del Pleistoceno Superior-Holoceno y se le han asociado terremotos históricos y sismicidad (Salazar et al., 1992; Geomatrix Consultants, 1994; Montero et al., 1998; Linkimer, 2003).

2.1.1. Unidades geológicas

El área de estudio se encuentra conformada por 17 formaciones geológicas, incluidas en las hojas cartográficas del Instituto Geográfico Nacional (IGN), escala 1:50.000, Abra, Istarú, Carraigres y Tapantí. Las unidades fueron tomadas y modificadas de Krushensky (1972), Arias y Denyer (1990a), Arias y Denyer (1990b) y Sojo (2015) (Figura 4).

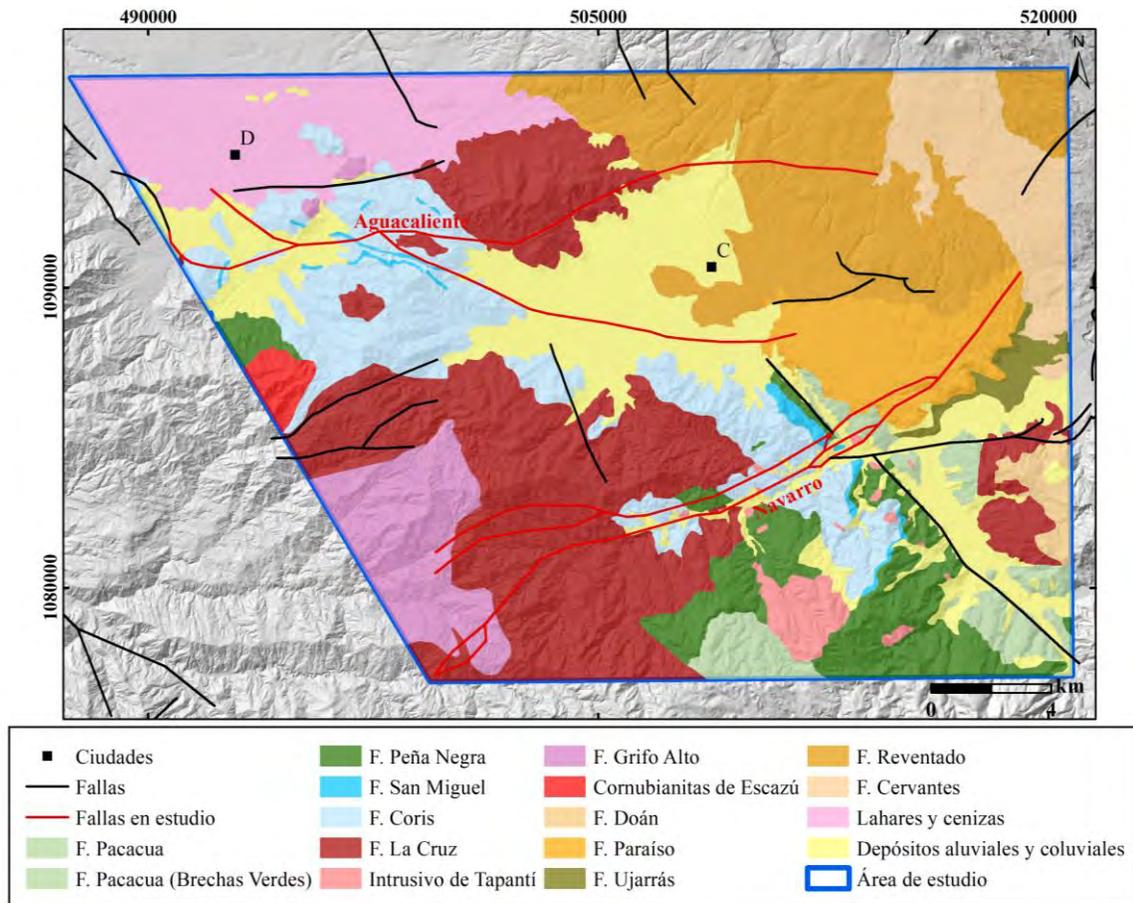


Figura 4. Mapa de Unidades Geológicas del área de estudio. Las Ciudades de Cartago y Desamparados se representan como cuadrados negros demarcados como C y D, respectivamente. Las unidades rocosas fueron integradas de Krushensky (1972), Arias y Denyer (1990a), Arias y Denyer, (1990b) y Sojo, (2015). Las fallas son modificadas de Rodríguez (2017).

Formación Pacacua

Consiste en una secuencia compuesta por interestratificaciones de conglomerados brechosos y areniscas conglomerádicas, areniscas, limolitas y lutitas, todas de naturaleza tobácea (Castillo, 1969; Denyer y Arias, 1991). En el sector de la hoja geográfica de Tapantí, esta formación se encuentra constituida por volcarenitas, tobas, lavas e ignimbritas (Sojo, 2015). Las rocas se caracterizan por colores vivos con predominio del rojo y morado, se observan troncos fósiles y diques.

Esta formación sobreyace en contacto gradual a la Formación Caraigres y el contacto superior es brusco con la Formación Peña Negra (Denyer y Arias, 1991). Presenta una edad Mioceno inferior a Mioceno medio (Denyer y Arias, 1991).

Formación Peña Negra

Esta formación se encuentra constituida por tres litologías o facies diferenciables que corresponden con la unidad inferior, la unidad media y la unidad superior. La unidad inferior está conformada por areniscas medias y finas, con tonalidades pardas (Denyer y Arias, 1991). La unidad media responde a un periodo de calma tectónica, con influencia de al menos dos eventos volcánicos (Sojo, 2015) y se compone de lutitas ricas en minerales como cuarzo, plagioclasas, piroxenos, óxidos de hierro, ortosa, clastos de origen volcánico y caparazones de fósiles, todos ellos con contactos flotantes dentro de una matriz arcillosa y también se compone de areniscas finas, con tonalidades oscuras y con abundancia de pirita (Denyer y Arias, 1991; Hernández y Vargas, 1992). Finalmente, la unidad superior se observa un periodo de mayor actividad volcánica, lo cual se ve reflejado en el cambio de granulometría y tonalidad con respecto a la unidad media ya que está constituida por areniscas de grano medio a grueso, con abundante influencia volcánica, encontrándose plagioclasas idiomórficas entre sus granos (Denyer y Arias, 1991; Sojo, 2015).

Esta formación sobreyace concordantemente a la Formación Pacacua. Además de ser lateral a la Formación San Miguel y es sobreyacida por la Formación Coris (Denyer y Arias, 1991). El rango de edad de esta formación es de Mioceno Medio a Superior (Rivier, 1979; Obando, 1983; Sojo, 2015).

Formación San Miguel

Se encuentra compuesta por calizas bioclásticas, calizas cristalinas y calizas nodulares, con la ocurrencia esporádica de estratos de volcarenitas y calizas guijarrosas (Carballo, 1978). En el sector de la hoja Tapantí las calizas presentan estratificación blocosa, con estratos no mayores a 1 m de espesor. El material interestrato ocasionalmente se compone por lutitas pardas y areniscas finas (Sojo, 2015). Esta formación está sobreyacida por la Formación Coris (Denyer y Arias, 1991) y posee una edad Mioceno Inferior-Mioceno Medio (Carballo y Fischer, 1978).

Formación Coris

Está constituida por ortocuarcitas o areniscas cuarzosas que afloran en bancos masivos de varios metros de espesor. Con mayor distribución y abundancia se encuentran intercalaciones de vulcarenitas, conglomerados, tobas, lutitas carbonosas y lignito. Los estratos de arenisca y toba muestran tonalidades pardas. (Fernández y Madrigal, 1960; Denyer y Arias, 1991; Sojo, 2015).

Esta formación presenta de tres facies; marina sublitoral, aguas someras y terrestre (Fisher y Franco, 1979). El contacto superior es concordante con la Formación La Cruz y el contacto superior e inferior es transicional con la Formación San Miguel (Denyer y Arias, 1991). Se le asignan una edad de Mioceno Medio a Mioceno Inferior (Fisher y Franco, 1979).

Formación La Cruz

Esta formación se encuentra compuesta por un conjunto de lavas predominantemente basálticas y tobas. Las tobas presentan tonalidades rojizas, cristales de plagioclasa, clastos lávicos y una matriz fina y generalmente presentan evidencias de basculamiento (Denyer y Arias, 1991; Sojo, 2015).

Sobreyace en concordancia angular a la Formación Peña Negra, Coris y Pacacua. Además, los flujos lávicos yacen sobre el Complejo de Nicoya. Esta formación presenta una edad de Mioceno Superior terminal (Denyer y Arias, 1991).

Intrusivo Tapantí

Se describe como una serie de rocas que van desde gabros a granodioritas y se encuentran cortando la secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias del Valle Central. Además, presentan una aureola de metamorfismo, la cual presenta dos litologías principales, una generada a partir de rocas sedimentarias y otra a partir de rocas volcánicas. Las primeras son generalmente cornubianitas cuando la roca madre es la Formación Peña Negra mientras que las rocas de la Formación Pacacua producen metamorfismo diferencial debido a las intercalaciones de limos, arenas y brechas (Umaña ,1966; Berrangé y Wittaker, 1977; Madrigal, 1989; Sanabria, 2014; Sojo, 2015).

En el sector de la hoja geográfica Tapantí se divide en varios cuerpos intrusivos aislados, aflorando a lo largo del río Navarro, Sombrero y Grande de Orosi y al norte de El Empalme y en el Alto Tres Picos (Sojo, 2015). Las edades para esta formación varían en un rango entre 4,20 a 3,89 Ma. (MacMillan et al., 2004).

Formación Grifo Alto

Está compuesta por una serie de rocas volcánicas andesíticas y piroclásticas (Denyer y Arias, 1991). En el sector de la hoja Tapantí solamente se observan lavas. En general se caracterizan por poseer tonos oscuros de colores grises a rojizos y un alto grado de meteorización (Sojo, 2015).

Además, la Formación Grifo Alto sobreyace por medio de una discordancia angular a toda la secuencia sedimentaria del Valle Central y a la Formación La Cruz y subyace a las rocas asociadas con el arco volcánico actual y a sedimentos no consolidados. Estas rocas poseen una edad Plioceno (Denyer y Arias, 1991).

Intrusivo y cornubianitas de Escazú

El intrusivo de Escazú representa el límite NW de los cuerpos plutónicos de la Cordillera de Talamanca (Denyer y Arias, 1991). Corresponden con monzonitas, gabros y sienitas y presenta corneanas producto del metamorfismo de la Formación Peña Negra (Obando, 1983). Al meteorizarse, los intrusivos presentan una arenitización blanquizca muy característica e inestable en los cortes de carretera, produciendo innumerables deslizamientos (Denyer y Arias, 1991).

El intrusivo de Escazú representa el límite noroeste de los cuerpos plutónicos de la Cordillera de Talamanca (Denyer y Arias, 1991). Corresponden con monzonitas, gabros y sienitas y presenta corneanas producto del metamorfismo de la Formación Peña Negra (Obando, 1983). Al meteorizarse, los intrusivos presentan una arenitización blanquizca muy característica e inestable en los cortes de carretera, produciendo innumerables deslizamientos (Denyer y Arias, 1991).

Estas rocas intruyen principalmente a las formaciones Peña Negra y Coris y levemente a la Formación La Cruz. Las cornubianitas se encuentran tanto en posición lateral como superior. La horizontalidad de las corneanas en los cerros de Escazú indica que el intrusivo ya se estaba emplazando cuando ocurrió el basculamiento, por lo tanto, la edad para esta formación debe ser en el límite Mioceno-Plioceno, sirviendo como barrera estructural y evitando la deformación al norte del intrusivo (Denyer y Arias, 1991).

Formación Doán

Esta formación se encuentra compuesta en un 80% de rocas clásticas y un 20% restante de lavas y diques subordinados. Los depósitos piroclásticos corresponden con depósitos de flujos de bloques y cenizas, flujos ricos en cristales y líticos, posibles avalanchas volcánicas e intercalaciones de cenizas. Además, estos contienen extensos depósitos epiclásticos, los cuales consisten en flujos de escombros, tobitas, conglomerados y brechas tobáceas. Las coladas de lava consisten en basaltos hasta andesitas y traquiandesitas basálticas (Alvarado y Pérez, 1998). Se encuentra sobreyaciendo a la Formación La Cruz, por lo que se determina una edad menor a 8 Ma (Sojo, 2015).

Formación Paraíso

Está constituida por una colada de lava andesítica hasta basáltica con presencia de diaclasas debido al enfriamiento, cubierta por tobas y depósitos lacustres (Dondoli y Torres, 1954; Umaña, 1966; Escalante 1966). Esta formación presenta una edad Plioceno-Pleistoceno (Dondoli y Torres, 1954; Escalante, 1966; Alvarado et al., 2006)

Formación Ujarrás

Consiste en una serie de depósitos paleolacustres y aluviales, con presencia de capas de arcilla, arenas, limos y conglomerados (Dondoli y Torres, 1954; Umaña, 1966, Escalante, 1966). Los clastos de esta formación normalmente están compuestos por granodioritas, andesitas, areniscas y brechas. Además, algunas capas poseen imbricación y paleocanales (Berrangé y Wittaker, 1977). La edad de esta formación es Plioceno-Pleistoceno (Dondoli y Torres, 1954; Escalante, 1966).

Formación Reventado

Esta formación aflora al noreste de la hoja topográfica Istarú. Se encuentra conformada por las rocas volcánicas de finales del Pleistoceno, que han sido divididas cronológicamente en Miembro Cama de ceniza y Miembro Superior (Krushensky, 1972). El Miembro Cama de Ceniza está constituida por una capa de ceniza fina de tonos café rojizos altamente meteorizada, de 15 m de espesor, mientras que el Miembro Superior corresponde con capas de ceniza superficiales, flujos de lahares y flujos de lava (Krushensky, 1972).

Formación Cervantes

Consiste en una serie de andesitas color gris, con textura vesicular (Dondoli y Torres, 1954) y presencia de diaclasas producto de la disyunción columnar, textura escoriácea y relieve irregular (Umaña, 1966; Escalante, 1966; Alvarado et al., 2006). Las morfologías características de esta formación son un túnel de lava, kippukas, depresiones y centros de emisión (Alvarado y Vega, 2013). Esta formación presenta una edad de 0,02 Ma. (Alvarado et al., 2006).

Lahares y cenizas

Esta unidad hace referencia a los depósitos laháricos del Valle Central fueron denominados con el nombre de lavina por Dóndoli y Torres (1954). Son depósitos sumamente heterogéneos provenientes de los volcanes durante el final del Pleistoceno y el Holoceno (Denyer y Arias, 1991) y poseen fragmentos volcánicos subangulares a subredondeados, predominando lavas con diámetros que generalmente no superan 1 m. Los fragmentos se encuentran, por lo general, flotando en una matriz areno-limosa a limo-arcillosa compactada. En ciertos sectores muy localizados pueden presentar concentraciones monolitológicas de bloques de lava en contacto puntual o casi puntual, semejando las facies de bloques (*blocky facies*) de los *debris avalanches* (Hidalgo et al, 2004). Están cubiertos por una capa de ceniza de hasta 20 m de espesor y, localmente, por depósitos coluviales y aluviales de procedencias y litologías diferentes (Castillo, 1969).

Depósitos aluviales y coluviales

Esta unidad se encuentra principalmente cercana a la traza de falla Orosi en la localidad de Orosi y Navarro y en la localidad de Cachí, y corresponde con los sedimentos transportados por el cauce actual de los ríos Reventazón, Grande de Orosi y Navarro (Sojo, 2015). También abarca zonas de Cartago y el sector sur de Desamparados.

3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

El análisis geomorfológico de la zona se realizó a partir de interpretación de sensores remotos y comprobación de campo (véase el apartado 1.4). Se identificaron marcadores geomorfológicos puntuales y lineales y con estos se definieron lineamientos geomorfológicos que sugieren ser parte de los sistemas de fallas en estudio (Figura 5).

Un lineamiento se define como un rasgo lineal de la superficie terrestre que puede representar la expresión de una falla. La Figura 5 muestra los lineamientos geomorfológicos que sugieren ser fallas activas, neotectónicas o posiblemente neotectónicas. La descripción de las características geomorfológicas de cada sistema de falla se describe de noroeste a sureste, utilizando como referencia comunidades, ríos, cerros, entre otros elementos para facilitar su ubicación.

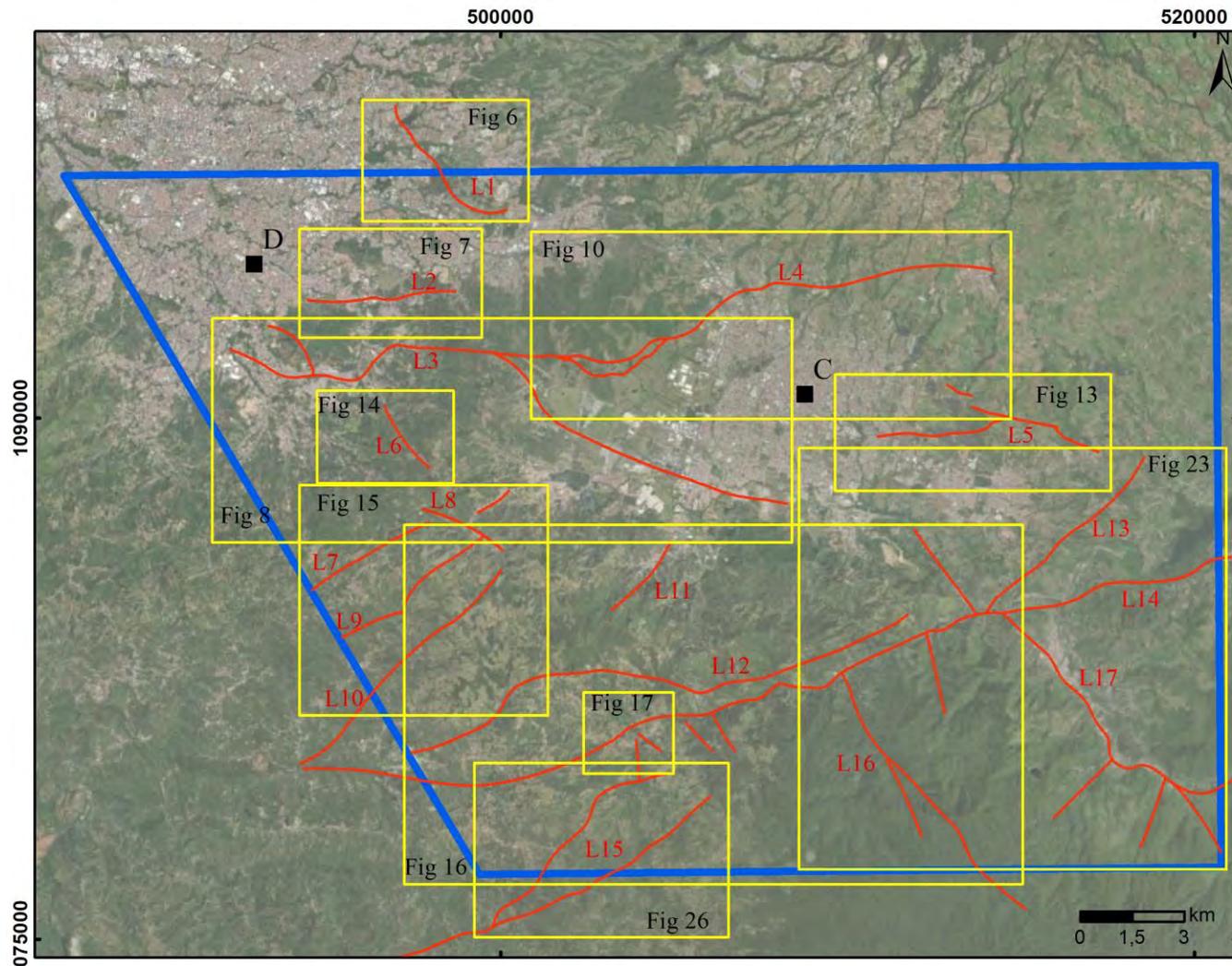


Figura 5. Mapa de lineamientos (L) determinados en este estudio (color rojo). Los lineamientos son numerados en general de norte a sur, desde 1 hasta el 17. Las ciudades de Cartago y Desamparados (C y D) están representados como cuadrados negros. La línea azul engloba el área de estudio. Se demarcan en amarillo y se rotulan las áreas mostradas en figuras subsecuentes.

3.1. Lineamiento de la falla Cipreses (L1)

En este apartado se describe una parte de la falla Cipreses que fue estudiada en este trabajo. Una descripción detallada de esa falla se encuentra en Rodríguez et al. (2019). Este lineamiento transcurre desde el poblado de Cedros con un rumbo S28°E hacia San Juan, con rasgos geomórficos que poseen una expresión desde moderada a débil (Figura 6). Esto último debido a que transcurre sobre una zona densamente poblada, con modificación en el relieve debido a la interacción del ser humano sobre el terreno. Este lineamiento se encuentra compuesto por el desplazamiento en quebradas, cerros ondulados y escarpe de falla.

En la zona norte de este lineamiento se observa una topografía plana a ondulada. En la quebrada Norte se identifica un desplazamiento de 50 metros. Posteriormente, se observa un cerro aislado (C1) entre la quebrada Mina y la quebrada Granadilla. En esta última quebrada se puede observar un desvío hacia la derecha de 100 metros. La traza continúa con el cerro aislado C2, el cual se encuentra entre una quebrada sin nombre y el río María Aguilar. Este río posee un desplazamiento a la derecha de 97 m y en un afluente del río Poo se identifica un desplazamiento de 296 metros hacia la derecha. Los cerros aislados C1 y C2 son elongados y presentan un rumbo NO a E-O, con longitudes que varían de 600 m a 1 km y se relacionan con el movimiento inverso de la falla Cipreses. En general, el sistema de drenaje presenta una dirección preferencial hacia el oeste y existen anomalías en el patrón de drenaje como el encajonamiento en algunos de los ríos de mayor caudal, por ejemplo, los ríos María Aguilar y Salitrillo.

En la parte sur de este lineamiento ocurre una topografía con pendientes mayores (15°-45°) y se observa un escarpe de falla, con pendientes de unos 45°, unos 80 m de altura y una longitud de 857 m. El lineamiento de la falla cipreses tiene una longitud promedio de 3,7 km.

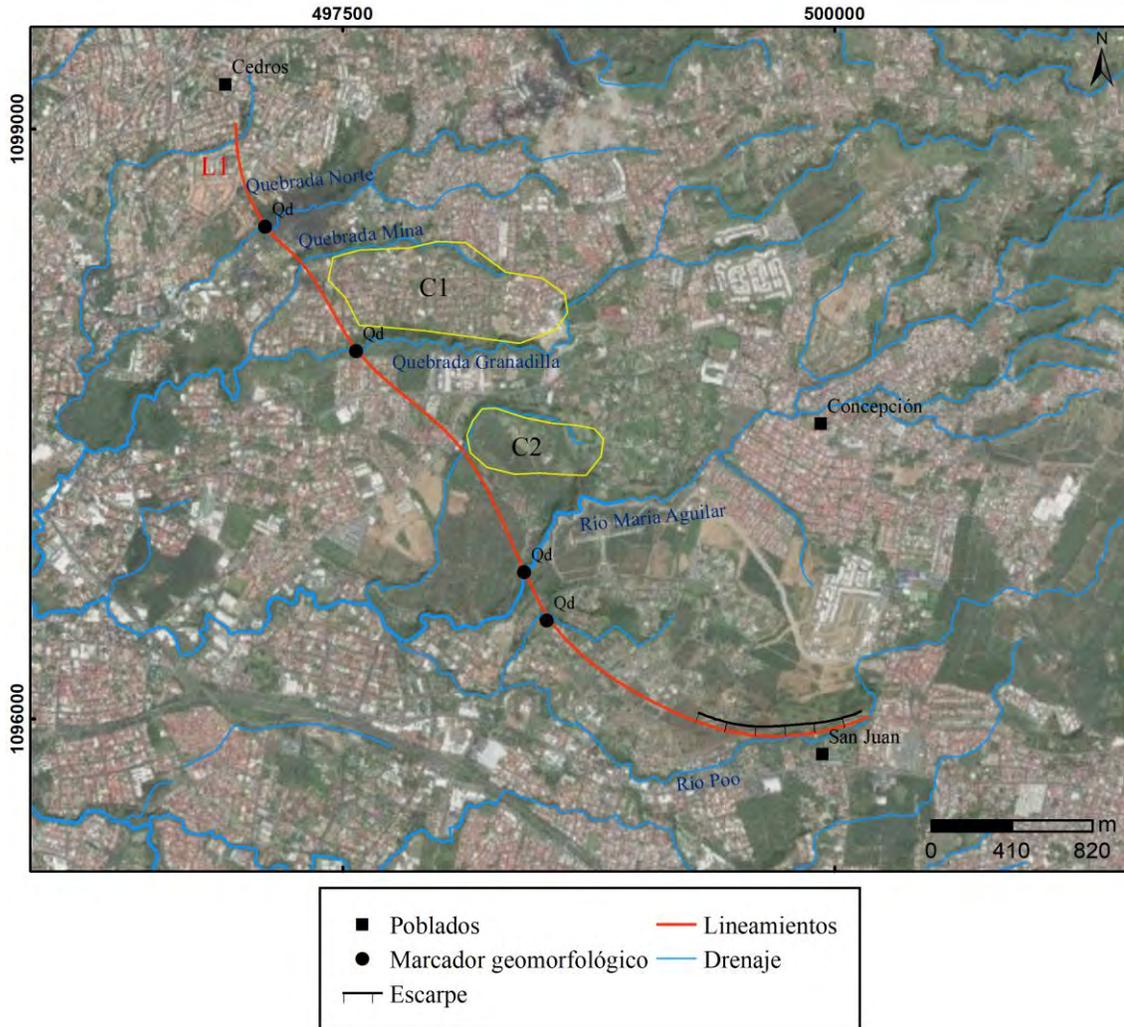


Figura 6. Mapa de la zona del lineamiento de la Falla Cipreses (L1). C1 y C2 se denotan como cerros aislados, Qd: quebrada desplazada.

3.2. Lineamiento de la falla Río Azul (L2)

Este lineamiento presenta un rumbo este-oeste y se encuentra al sur del cerro aislado San Antonio (C3). Se extiende desde el norte de Loma Salitral (C4) hasta el suroeste de Tres Ríos (Figura 7). Presenta una expresión de moderada a débil. En el sector oeste de la falla, su expresión superficial es débil debido a que transcurre por el distrito de Desamparados. Se observa un desvío izquierdo de la quebrada Padre de 47 m; posteriormente, se observa un desplazamiento a la izquierda del río Damas de 120 m. Al sur del poblado de Río Azul se

presenta un escarpe de 720 m de longitud que posee pendientes que varían de 15° a 45° y una altura de 90 metros.

Seguidamente, se observa un desvío izquierdo de 55 metros en el sector oeste de la quebrada Quebradas y luego un valle lineal sobre la misma quebrada, el cual posee una longitud de alrededor de 900 metros. El sector este de la traza finaliza con un desplazamiento izquierdo de 75 metros en esa misma quebrada. Su extensión ronda los 5 km.

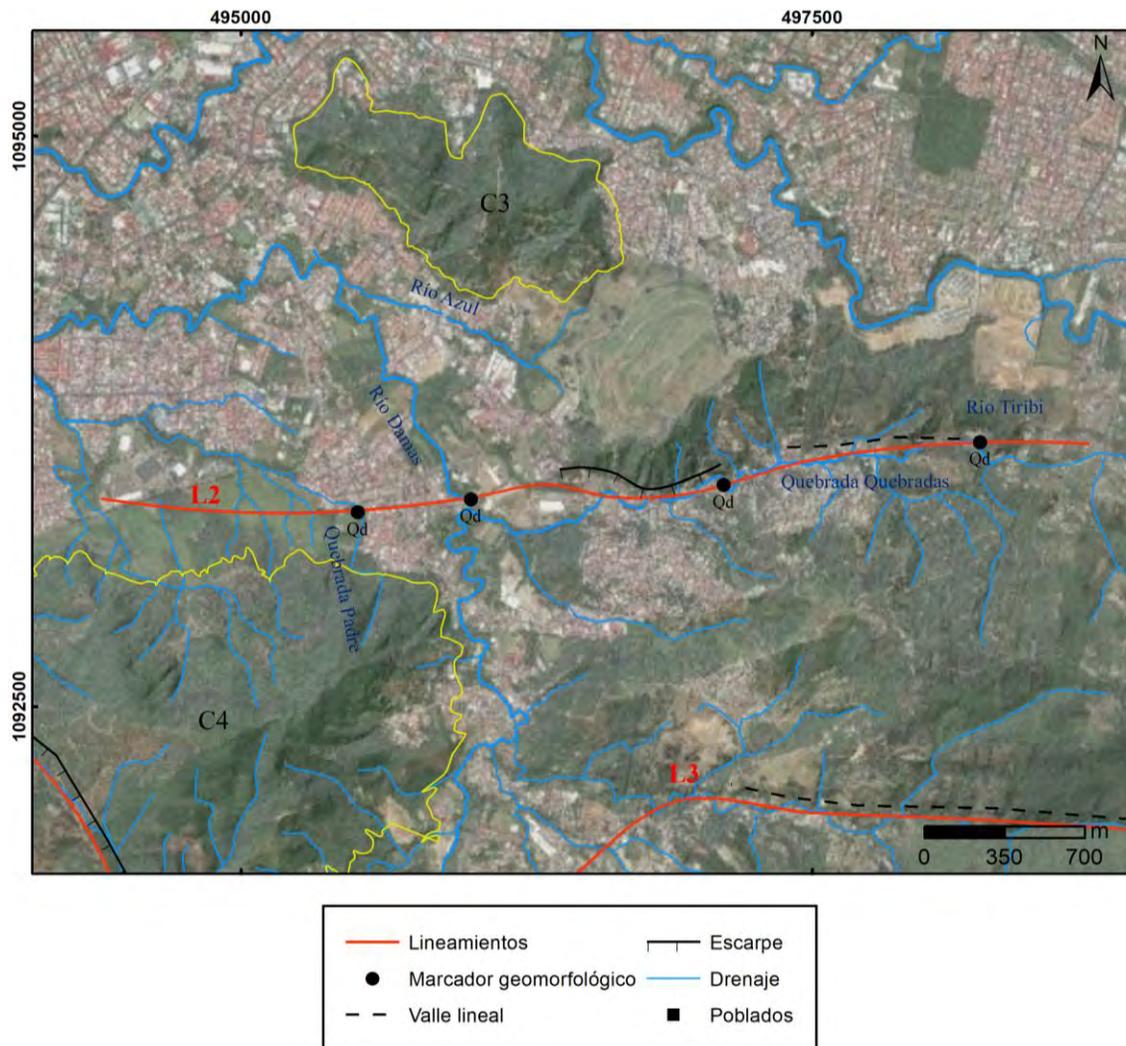


Figura 7. Mapa de la zona del lineamiento Río Azul (L2). Los siguientes elementos son resaltados: cerro aislado San Antonio (C3), loma Salitral (C4) y quebradas desplazadas (Qd).

3.3. Lineamiento de la falla Aguacaliente (L3)

Este lineamiento de falla posee un rumbo variable entre este-oeste y oeste-suroeste, con una longitud aproximada de 19 km (Figura 8). El trazo principal de la falla inicia al oeste de la Loma Salitral (C4), que posee un largo de 2,9 km, un ancho de 1,6 km y con una pendiente moderada entre 16° y 45° (Figura 9, C).

En el sector oeste presenta un lineamiento moderado expresado en dos desvíos izquierdos. El primer desvío se observa en el río Jorco, con un desplazamiento de 57 metros; el segundo desvío se encuentra en un afluente del río Jorco y presenta un desplazamiento de 42 metros.

Posteriormente, la traza sigue por un valle lineal con una longitud de 1,8 km, cerca del poblado de Higuito, sobre el río Cucubres. Este valle se encuentra en medio de los cerros aislados Loma Salitral (C4) y Alto Juan Dolores (C5).

En el sector oeste de Loma Salitral (C4), la falla se divide en dos trazos, uno de los cuales tiene orientación noroeste y es caracterizado por un escarpe de 30 m de altura y una longitud aproximada de 1 km. El segundo trazo continúa en una dirección este, hasta llegar al río Damas, donde presenta un desplazamiento izquierdo de 33 metros y cambia el rumbo hacia el noreste, para continuar posteriormente por un valle lineal de 2,6 km de longitud y un rumbo al este, hasta salir al valle de Coris. Allí, se subdivide en dos trazas: al sur se prolonga la traza de la falla Aguacaliente (L3) y al norte se encuentra la traza de la falla Ochomogo (L4, véase sección 3.4).

Cercano al valle de Coris se identifican los marcadores geomorfológicos de este trazo, ya que se observa un cerro anómalo en el sector este del valle de Coris (Figura 9, B), por donde se infiere que transcurre la traza, en este sector se presenta una zona con mal drenaje y represamiento de material, producto del movimiento de la falla Aguacaliente. Posteriormente al este se puede observar una silla de falla (SF) por donde transcurre la falla Aguacaliente hasta salir al poblado de Coris (Figura 9, A). En la zona este de la falla se identifica un lomo de cerdo (LC1), donde se infiere el trazo de esta falla paralelo a la

quebrada Barahona, hasta terminar al sur de la ciudad de Cartago donde se observa una silla de falla (SF).

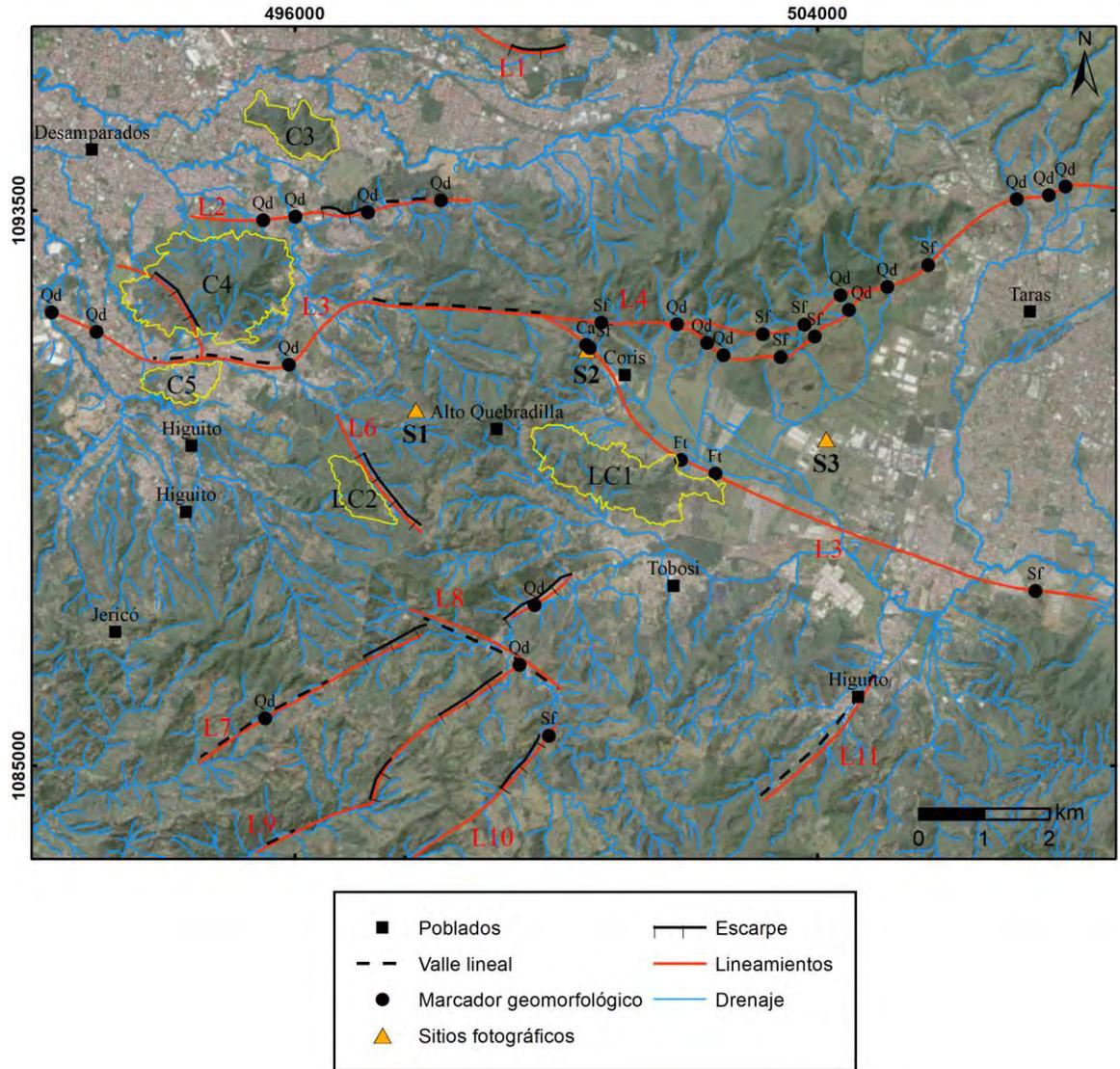


Figura 8. Mapa de la zona del lineamiento Aguacaliente. Cerro aislado San Antonio (C3), Loma Salitral (C4), Cerro Alto Juan Dolores (C5), Qd: quebrada desplazada, Sf: silla de falla, Ft: fuente termal (tomado de Montero y Kruse, 2006). Lomo de cerdo (LC1 y LC2).

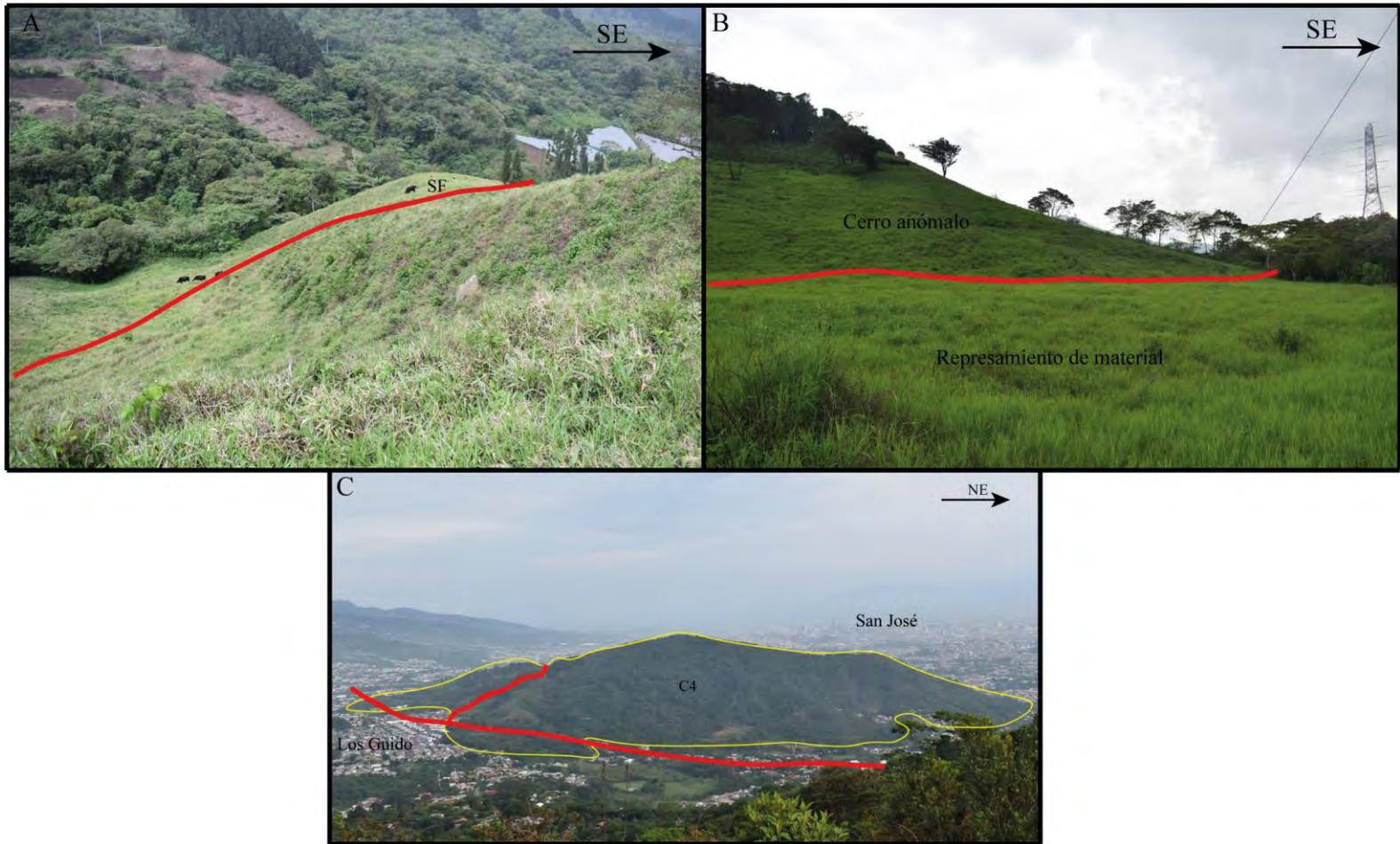


Figura 9. Marcadores geomorfológicos de la falla Aguacaliente (rojo). A) Silla de falla vista desde el punto S2 ubicado en Figura 9. B) Sector SE de un cerro anómalo y represamiento de material vistos desde el punto S2 en Figura 9 (coordenadas 1091364,634N/500470,501E). C) Fotografía de Loma Salitral (C4), vista desde el punto S1 en Figura 8 (coordenadas 1090449,298N/497855,249E). SF significa: silla de falla.

3.4. Lineamiento de la falla Ochomogo (L4)

Este trazo, perteneciente al sistema de falla Aguacaliente, inicia en el valle de Coris y posee un rumbo noreste a este-oeste, con una extensión aproximada de 15 km y una expresión de moderada a prominente.

En el sector oeste del valle de Coris inicia con una silla de falla al norte del poblado del mismo nombre. Hacia el este, el trazo de la falla se bifurca en dos secciones (Figura 10): en el sector ubicado al norte las quebradas Luisa y Negra se encuentran desplazadas a la izquierda entre 53 y 77 metros, respectivamente. Además, se detectaron dos sillas de falla. En el sector sur se pueden observar tres quebradas desplazadas a la izquierda, dos intermitentes y la quebrada Negra, con desplazamientos de 61, 100 y 42 metros. Además de diferentes marcadores geomorfológicos, como facetas triangulares (FT) y sillas de falla (SF) los cuales se pueden observar al oeste de Cartago en el sector S3 de la Figura 10 y más detalladamente en las Figuras 11 y 12, en este sector se encuentran pendientes moderadas entre los 15° y 45°.

En el sector este del trazo de esta falla (sector sur del volcán Irazú), el lineamiento es débil ya que se encuentra recubierto por el material proveniente de la actividad volcánica del Cuaternario y la erosión de estos, por lo que es difícil interpretar evidencias de deformación.

Aun así, se documentaron seis drenajes desplazados a la izquierda. El primero es el río Arriaz con un desplazamiento de 77 m, seguidamente se encuentra una quebrada intermitente con un desplazamiento de 92 m, luego el río Taras con 102 m de desplazamiento medido. En el río Reventando el desplazamiento observado es de 120 m, seguido al oeste por el río Chinchilla, el cual presenta un desplazamiento de 76 m y terminando en el sector de Cot de Cartago, donde se encontró un desplazamiento de 77 m en el río Páez. En general, el sistema de drenaje presenta una dirección preferencial hacia el suroeste.

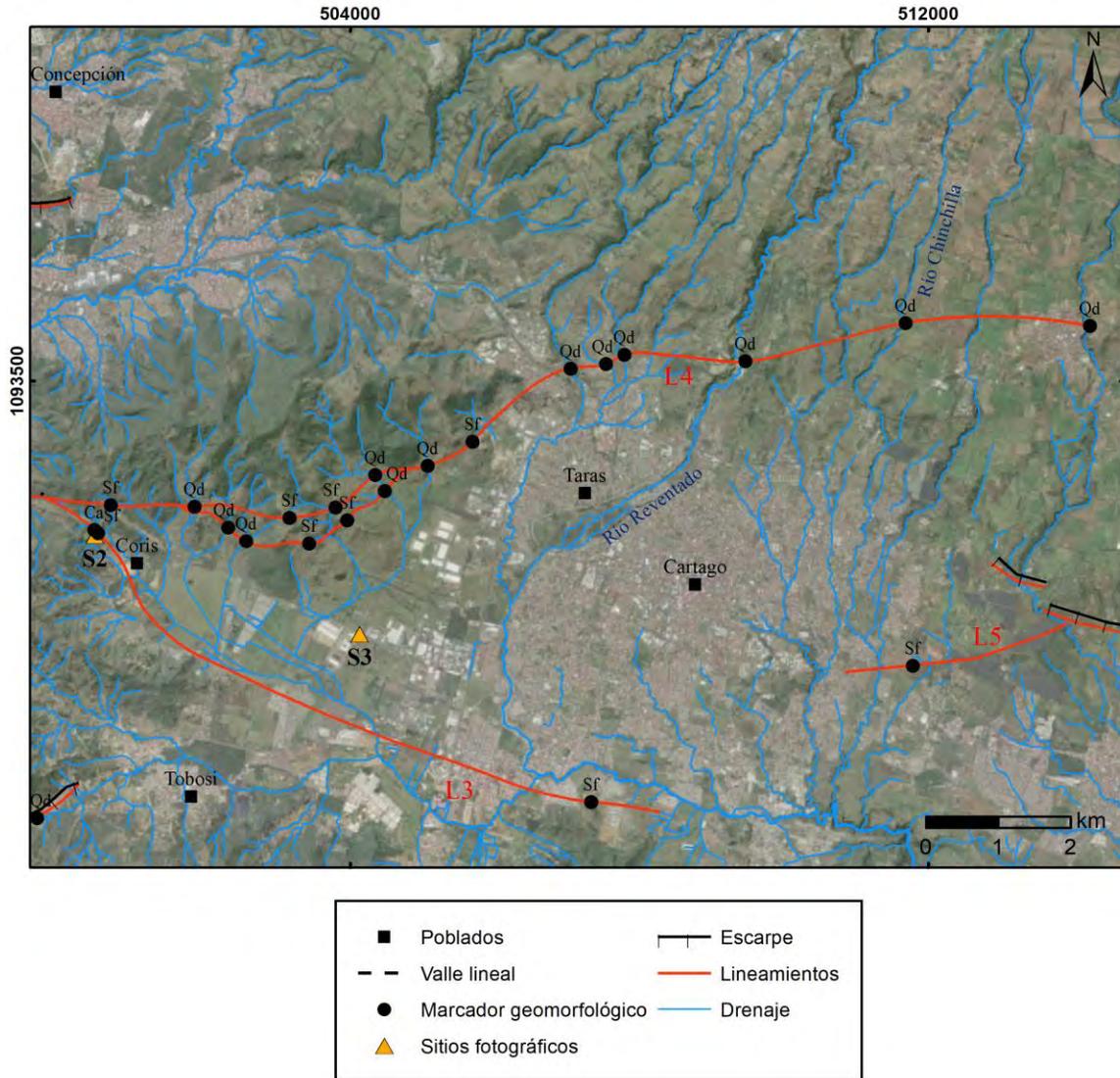


Figura 10. Mapa de la zona del lineamiento Ochomogo (L4). Qd: quebrada desplazada, Sf: silla de falla.



Figura 11. Facetas triangulares (FT) en color amarillo, asociadas con la falla Ochomogo (trazo rojo), en el sector de Coris. La fotografía fue tomada desde el punto S3 marcado en la Figura 10 (coordenadas 1090001,76N/504136,026E).



Figura 12. Silla de falla (SF) asociada con la falla Ochomogo (trazo rojo), en el sector de Coris. Vista desde el punto S3 marcado en la Figura 10 (coordenadas 1090001,76N/504136,026E).

3.5. Lineamiento de la falla Capellades (L5)

Este lineamiento se divide en dos segmentos. El primer segmento posee una longitud de 3,2 km con un rumbo aproximado de $N23^{\circ}E$ y transcurre en las cercanías de las localidades de Pacayas y Capellades (Figura 13). Este sector se compone de tres escarpes de expresión moderada y de aproximadamente 100 m de altura, los cuales abarcan una longitud de 4,3 km.

El segundo segmento posee un rumbo S80°O y un lineamiento débil a moderado, marcado por unas lomas ubicadas al sureste de la ciudad de Cartago (C6 y C7). Estas lomas tienen longitudes de 1,5 km y 900 m respectivamente, y se encuentran ubicadas entre la quebrada Zopilote y el río Toyogres en el caso de la loma C6, y los ríos Barquero y Blanquillo para la loma C7. Además, poseen una orientación noroeste y su origen se explica mediante el movimiento de las fallas Aguacaliente y Capellades. En la loma C7 se observa una silla de falla por donde se infiere el trazo de esta falla. Al este de esta loma se observa un escarpe con una longitud de 1,9 km y con pendientes bajas (0°-15°) a moderadas (15°-45°). La traza finaliza con un desplazamiento izquierdo de 57 m en el río Páez.

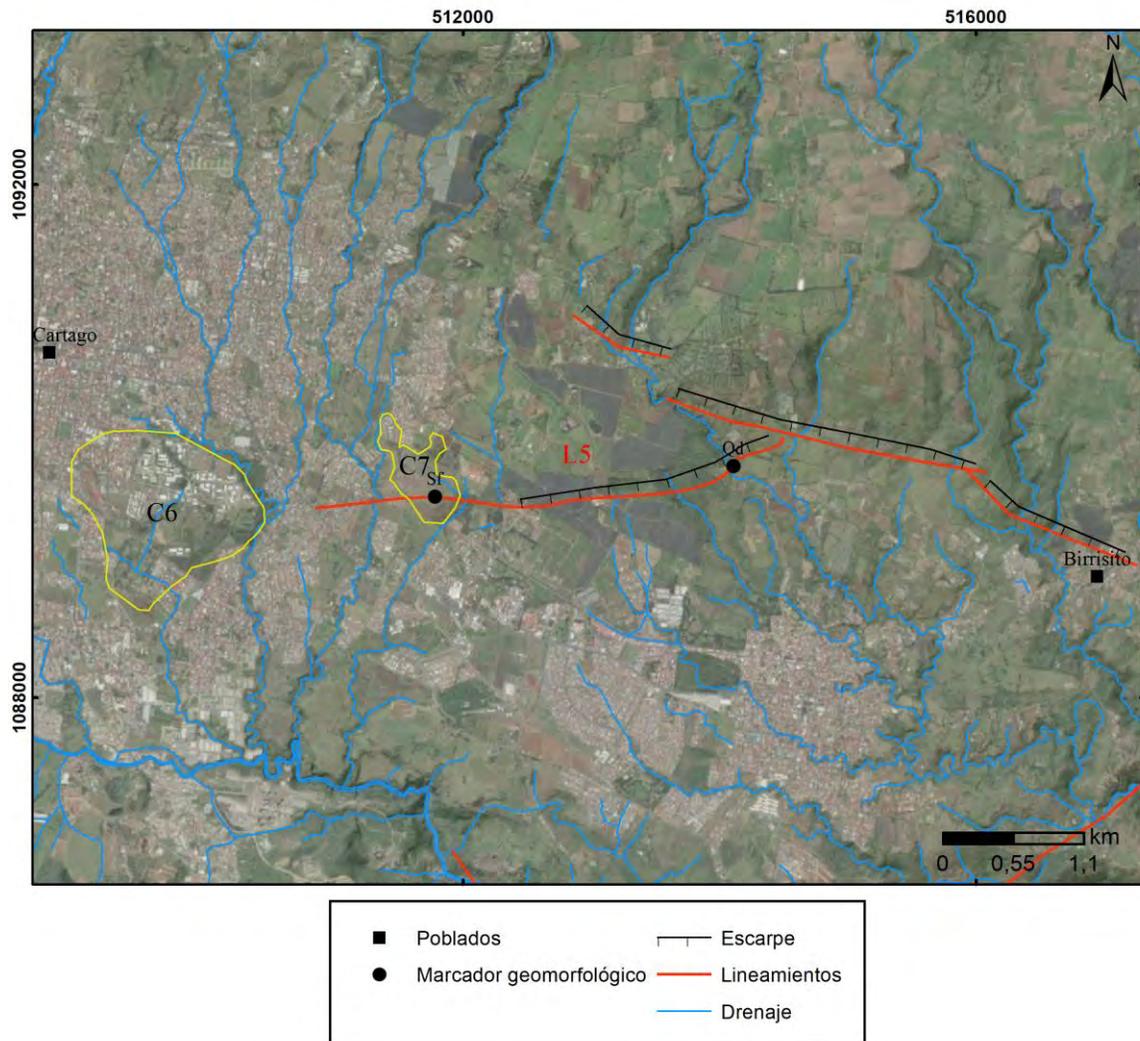


Figura 13. Mapa de la zona del lineamiento Capellades (L5). Sf: silla de falla.

3.6. Lineamiento Guatuso (L6)

Corresponde con un lineamiento de expresión moderada ubicado al sur del poblado de Guatuso de Patarrá (

Figura 14) que discurre sobre la quebrada Tanque. Su rumbo es S35°E y posee una longitud de 4,5 km. Está constituido por un escarpe en el sector este con una longitud de 1,4 km y 200 metros de altura, además, se observa un lomo de cerdo (LC2) en el sector oeste de la falla, el cual tiene 1,3 km de largo.

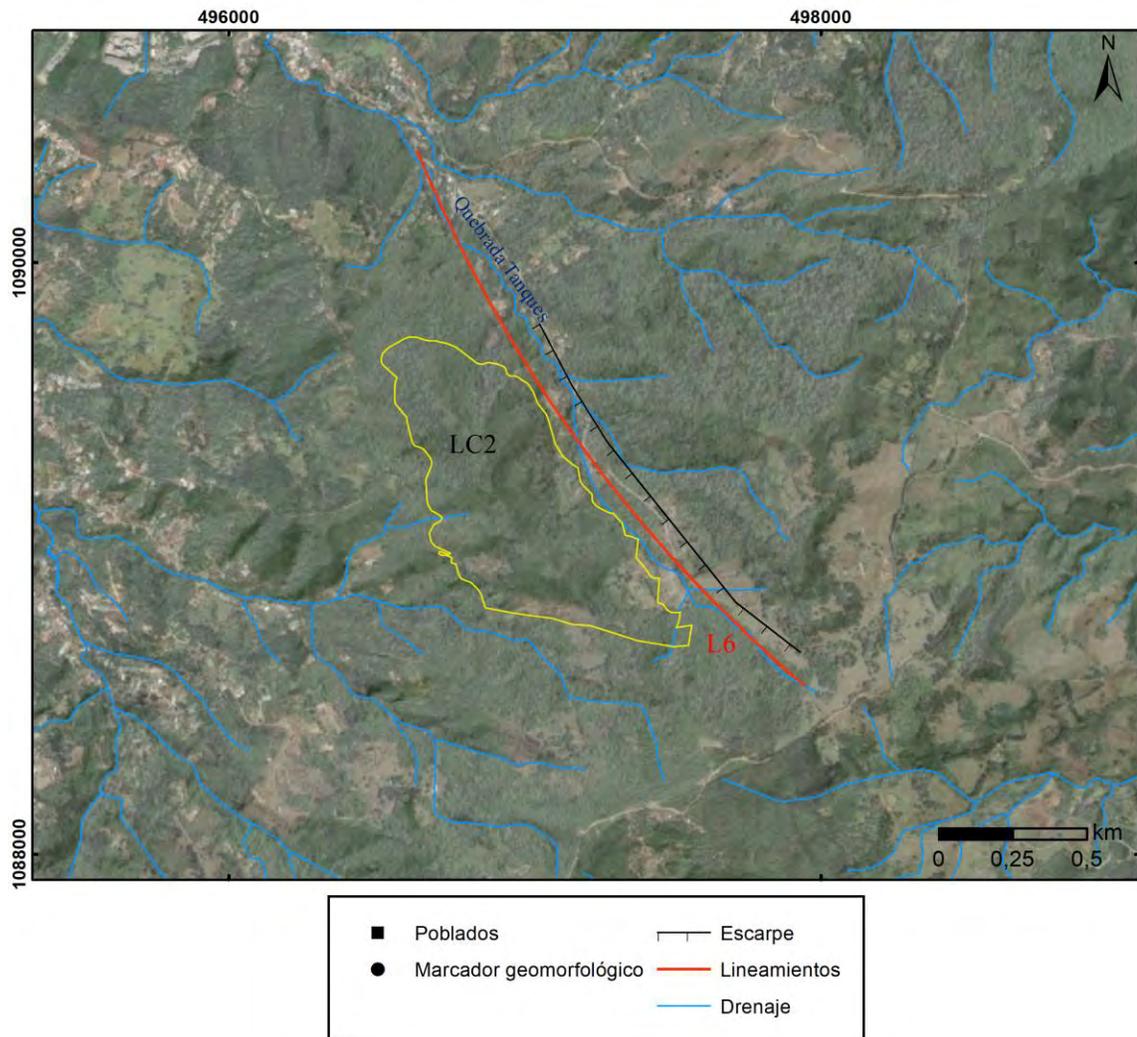


Figura 14. Mapa de la zona del lineamiento Guatuso (L6). LC2: Lomo de cerdo.

3.7. Lineamiento de la falla Tobosi (L7)

Este lineamiento inicia al sur del poblado de Jericó y finaliza al oeste del poblado de Tobosi (Figura 15), presenta una longitud de 5,2 km y un rumbo S80°O. Muestra una expresión moderada, compuesta en el sector oeste por un valle lineal de 2,1 km de largo en la quebrada Molina. Ocurre luego un desplazamiento a la izquierda de unos 70 m de esta quebrada, continuando al oeste con un escarpe con una longitud de 1 km y una altura de aproximadamente 100 m.

Al este, la falla se expresa de manera moderada a fuerte, en un escarpe de 200 m de altura y 1,2 km de largo, así como en una desviación izquierda de 48 m del río Purires. El segmento oriental de la traza de la falla Tobosi parece ser desplazado en sentido dextral por el lineamiento El Guarco (L8).

3.8. Lineamiento El Guarco (L8)

Este lineamiento, de expresión moderada, está ubicado en el pueblo de El Guarco y se infiere que desplaza a la falla Tobosi (Figura 15). Tiene una longitud de 2,7 km y un rumbo S42°O. Su expresión geomorfológica consiste de valles lineales en la quebrada Fierro y el río Purires.

3.9. Lineamiento de la falla Tablón (L9)

Posee un rumbo S60°O y una longitud aproximada de 5 km, iniciando cerca del poblado de Corralillo (Figura 15). Se trata de un lineamiento moderado, constituido por un valle lineal al este, con una longitud de 720 m, continuando con dos escarpes al oeste, los cuales exhiben pendientes de moderadas (15°-45°) a fuertes (>45°) y longitud de 200 m a 1 km. Además, se observa una quebrada desviada a la izquierda colindando con el lineamiento El Guarco.

3.10. Lineamiento de la falla Alumbre (L10)

Este lineamiento inicia en las cercanías del poblado de Corralillo y tiene un rumbo de N40°E (Figura 15). Su expresión es moderado, constituida por un valle lineal y quebradas desviadas. El valle lineal presenta una longitud de 2,2 km en la quebrada Patio de Agua.

Además, en este mismo sector de la quebrada, se encuentran dos desplazamientos a la izquierda, de 72 y 77 m.

Al este, el lineamiento está constituido por dos escarpes de pendientes moderadas (15° - 45°), con longitudes de 1,4 km y 982 m, y alturas de 80 a 100 m. El lineamiento finaliza con una silla de falla al este del poblado de San Martín, en una zona con alta denudación y pendientes moderadas (15° - 45°) a fuertes ($>45^{\circ}$). Este lineamiento presenta una longitud aproximada de 8 km.

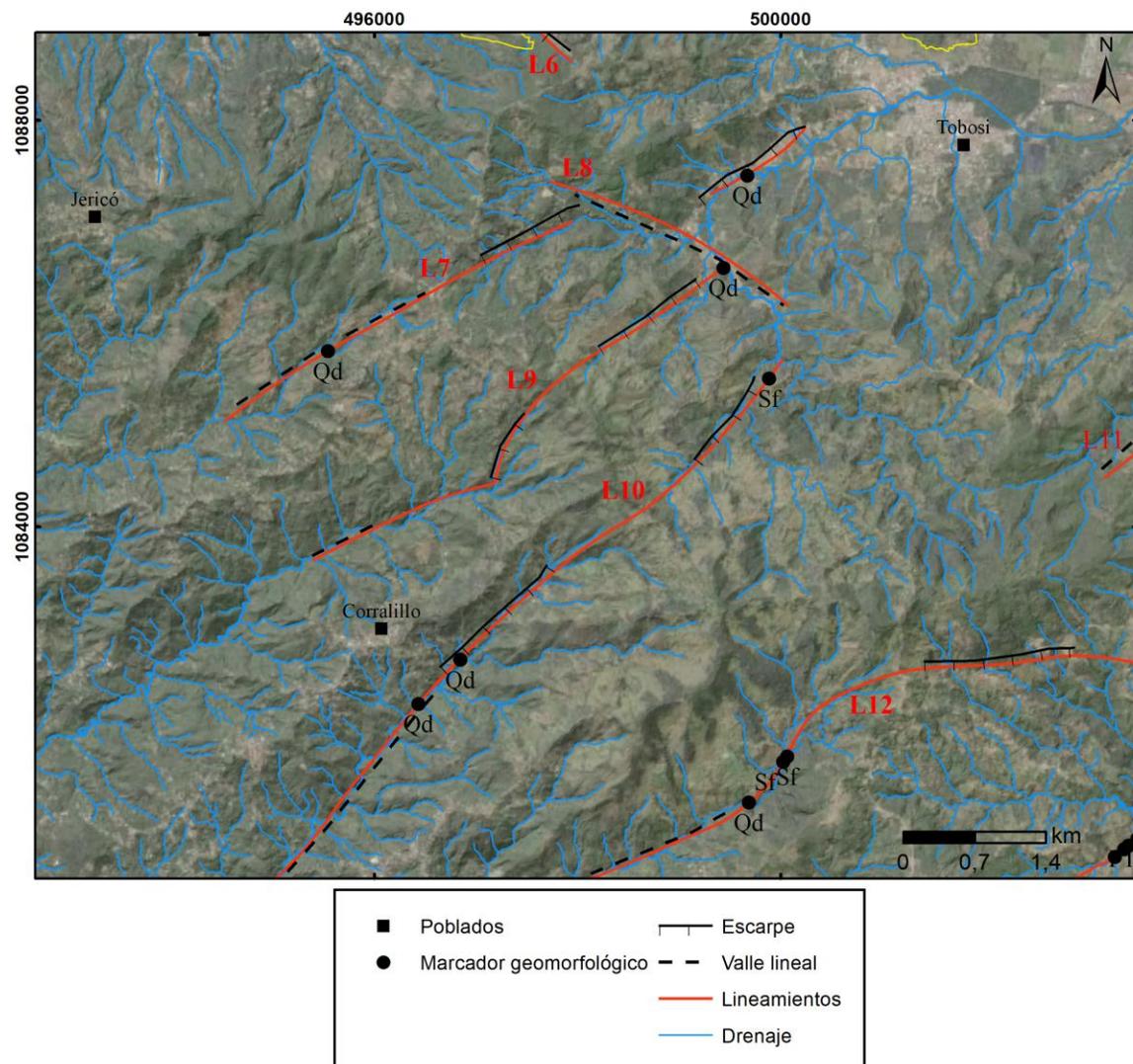


Figura 15. Mapa de la zona de los lineamientos Tobosi (L8), Guarco (L9), Tablón (L10) y Alumbre (L11). Qd: quebrada desplazada, Sf: silla de falla.

3.11. Lineamiento Higuito (L11)

Se encuentra ubicado al suroeste del poblado de Higuito, en Cartago. Este lineamiento presenta un rumbo N45°E y consiste de un valle lineal de 2,5 km de largo (Figura 16).

3.12. Lineamiento de la falla Navarro (L12)

El trazo de esta falla inicia en las inmediaciones del poblado de San Cristóbal Norte, en donde se localizan dos trazas (Figura 16). La traza norte es un lineamiento moderado, formado por un valle lineal de 2,3 km de largo, un escarpe de alrededor de 300 m de altura y 1,6 km de longitud, además de una quebrada con desplazamiento a la izquierda y dos sillas de fallas. En la parte oeste de la traza, predominan los escarpes y sillas de fallas como marcadores geomorfológicos. Los escarpes poseen fuertes pendientes y longitudes aproximadas de 1,3 km. Este lineamiento muestra un rumbo de N70°O y una longitud de 6 km.

La traza sur de la falla discurre al sur del poblado de San Cristóbal. Exhibe un lineamiento moderado a fuerte, compuesto por diferentes marcadores geomórficos: en el extremo oeste el río San Cristóbal corre por un valle lineal de 1,4 km de longitud; posteriormente se observan las geformas que se muestran en la Figura 17. En la Figura 18, en el sector A, se observa un cauce abandonado (CA) cercano a la quebrada Bonita (Cac), el cual es asociado al desplazamiento producido por esta falla. En el sector B se puede apreciar una imagen más detallada de este cauce abandonado, donde se detectó una zona pantanosa con represamiento de material.

A continuación, sobre la quebrada Bonita, se observan diferentes estructuras que se muestran en la Figura 19. De oeste a este, primero se observa una silla de falla (Figura 19, D) En el sector sur de la quebrada se encuentra un cauce descabezado (CD), producto del movimiento de la falla Navarro y se observa una alta denudación en la zona (Figura 19, F). Continúa con una silla de falla de menor prominencia (Figura 19, E). Al oeste de observa la zona de la Figura 19 (C), donde se infiere que esta falla podría tener un comportamiento inverso, ya que es posible divisar facetas triangulares (FT) y terrazas levantas (TL), producto del control estructural de la falla Navarro en esta zona. Por último, en el sector oeste se observan dos sillas de falla (Figura 19, A y B), hasta continuar por la zona de tracción de la

estrella que corresponde con una estructura transtensiva, que se localiza entre la falla Tarrazú y el sector oeste de la falla Navarro. Además, con estas geoformas se infiere un desplazamiento de rumbo con componente inverso para este sector, que se encuentra afectando material del Cuaternario.

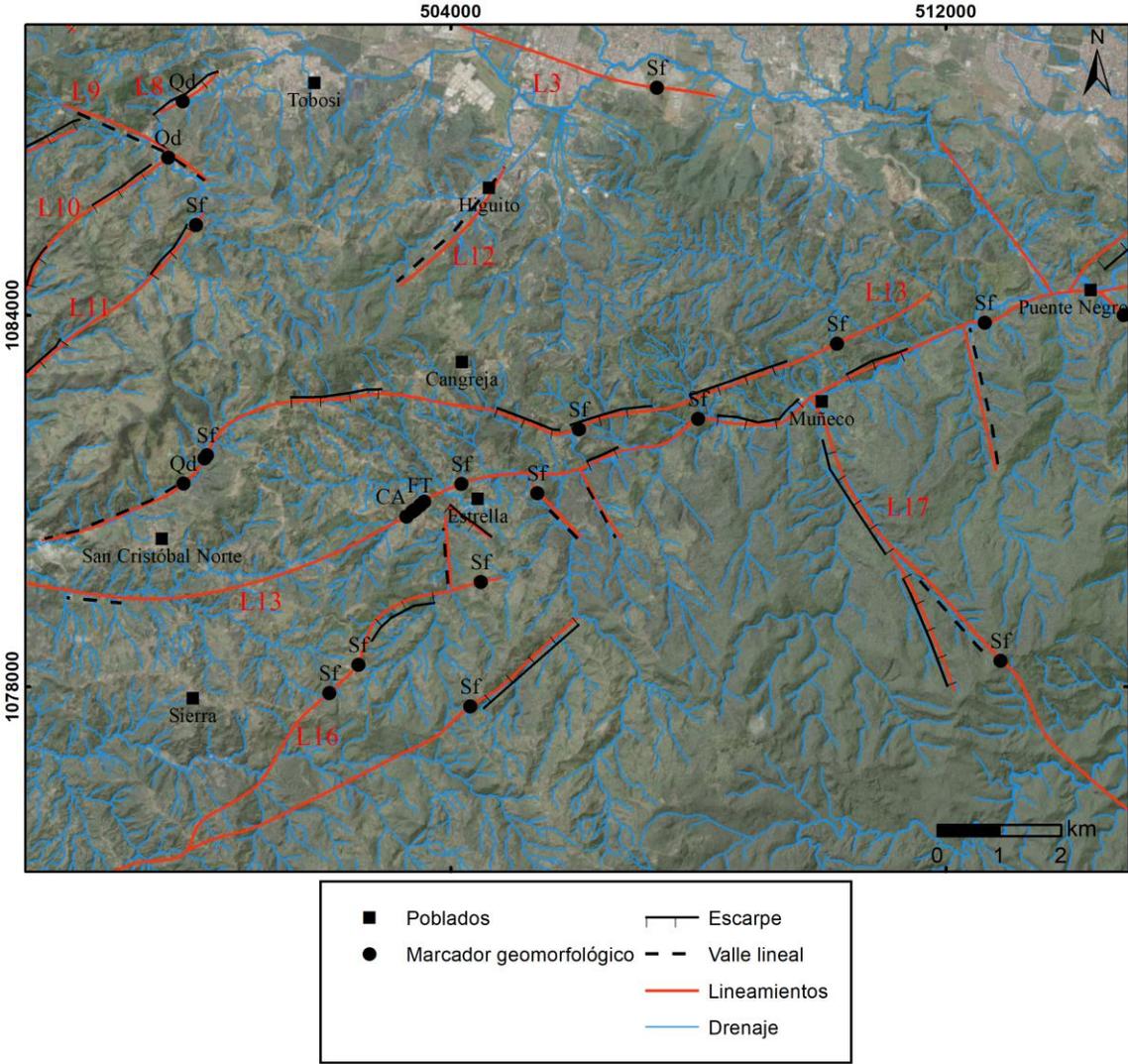


Figura 16. Mapa de la zona del lineamiento Navarro (L13). Qd: quebrada desplazada, Sf: silla de falla.

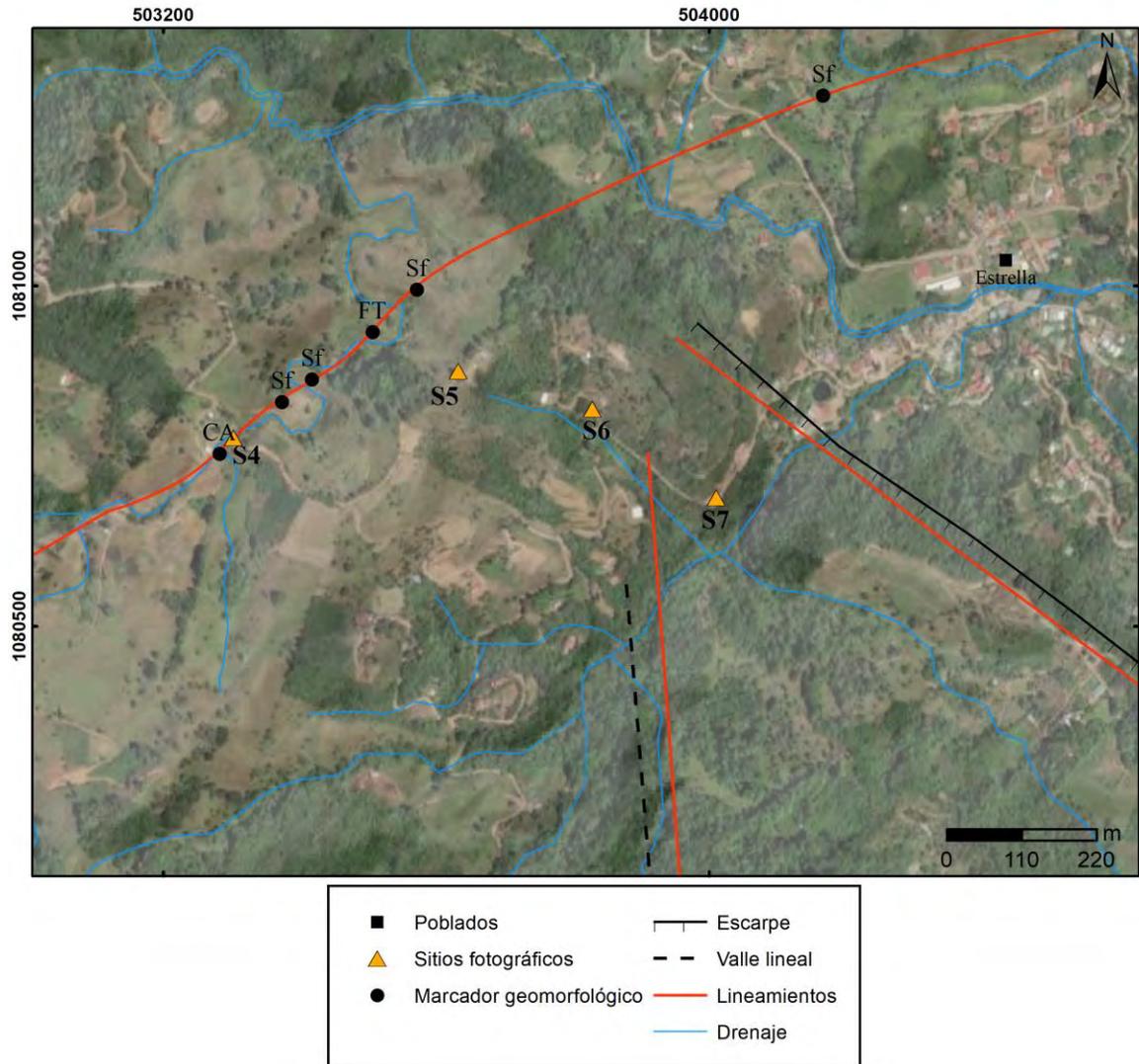


Figura 17. Mapa de la zona del lineamiento Navarro. Qd: quebrada desplazada, Sf: silla de falla, CA: cauce abandonado, FT: faceta triangular.



Figura 18. Marcadores geomorfológicos de la falla Navarro. A) Cauce abandonado (CA) representado en amarillo y cauce actual (Cac) representado en azul, visto desde S4 en Figura 17. B)

Cauce abandonado (CA) representado en amarillo, visto desde S4 en Figura 17, con zona pantanosa y represamiento de material (coordenadas 1080752,584N/503288,009E).



Figura 19. Marcadores geomorfológicos asociados al lineamiento de la falla Navarro (trazo rojo). A) Silla de falla (SF), visto desde S5 en Figura 17. B) Silla de falla (SF), visto desde S5 en Figura 17. C) Faceta triangular (FT) y terraza aluvial levantada (TL), visto desde S5 en Figura 17. C) Silla de falla (SF) visto desde S5 en Figura 17. E) Silla de falla (SF) y quebrada descabezada (CD), visto desde S5 en Figura 17. F) Silla de falla (SF) y quebrada descabezada (CD), visto desde S5 en Figura 17 (coordenadas 1080875,117N/503632,430E).

En un afloramiento al oeste del poblado La Estrella (Figura 17, S6), se encontraron planos de falla asociados al sistema Navarro. En la Figura 20 se observa un esquema del afloramiento, en donde se observan fallas afectando depósitos recientes de color marrón y

con sectores que presentan una fuerte meteorización. En la parte A de la Figura 20 se observa el sector oeste del afloramiento, en donde se encuentran tres planos de falla. Los primeros dos planos poseen una inclinación de 55° y 20° hacia el oeste. En este sector se observa que el horizonte de suelo (capa color azul) posee mayor espesor en comparación a la parte B, además, se observa un escape producido probablemente luego de antiguos movimientos sísmicos y el posterior relleno del material.

En la parte B de la Figura 20 se puede observar el sector este del afloramiento en donde el horizonte de suelo tiene menor espesor y se presentan dos planos de falla en el sector donde se presenta mayor meteorización y poseen una inclinación de 30° , en la parte C se puede observar un acercamiento de esta área, no se observa afectación en el horizonte de suelo provocado por estas zonas de falla.

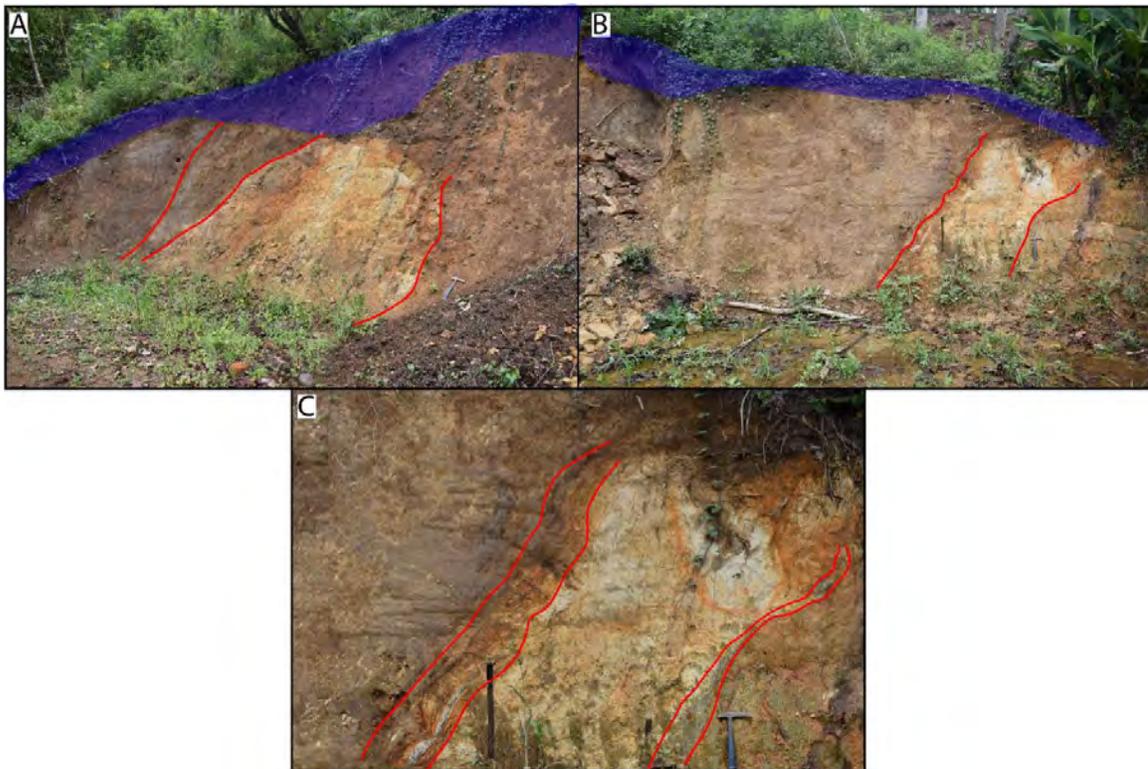


Figura 20. Falla Navarro afectando depósitos recientes, al O del poblado de La Estrella. A) Sector oeste del afloramiento se observan zonas de falla (rojo), afectando a depósitos recientes que son producto de la erosión de las rocas de la formación La Cruz, además de un escarpe probablemente generado luego de antiguos movimientos sísmicos. Se observa el horizonte de suelo en azul. B) Sector este del afloramiento se observan zonas de falla (rojo), afectando a depósitos recientes, se observa el horizonte de suelo en azul. C) Acercamiento a la zona de falla en el sector B. Este sector fue visto en el punto S9 de la Figura 20 (coordenadas 1080819,528N/503829,225E).

Al oeste del poblado de La Estrella del Guarco (Figura 17, S7) se observa el afloramiento de la Figura 21 en (coordenadas 1080689,31N/504010,426E), donde aflora la Formación La Cruz. Allí se midieron los planos de falla observados, así como datos de movimiento de las fallas cuando se encontraron estrías de falla (Cuadro 2), Los datos obtenidos reflejan rumbos correspondientes con la falla Navarro, así como otras fallas perpendiculares a esta, las cuales poseen una menor extensión.



Figura 21. Afloramiento ubicado al oeste del poblado de La Estrella donde se determinan los planos de falla de la figura 23. Este sector fue visto en el punto S7 de la Figura 18 (coordenadas 1080689,31N/504010,426E).

Cuadro 2. Datos de rumbo e inclinación de los planos de falla y estrías.

Dirección de buzamiento	Ángulo de buzamiento	Ángulo de Rake
N66°E	80°	113°
N77°E	80°	-

N15°O	82°	-
S15°E	80°	33°

En la Figura 22 se observan los planos de falla y estrías donde se tomaron los datos en el campo, pertenecientes al afloramiento de la Figura 21. Se determinaron la dirección de buzamiento, ángulo de buzamiento y el ángulo de rake (Cuadro 2) de las diferentes zonas de falla que afectan el área y se obtuvieron direcciones aproximadas a la expresión superficial del lineamiento de la falla Navarro, así como otras fallas perpendiculares a este lineamiento, los cuales corresponden con los lineamientos con rumbo noreste como se observan en la Figura 16.

En la Figura 22 en el sector A y B se observan los puntos en donde se obtuvo la dirección de buzamiento de N66°E y con un ángulo de 81°, el ángulo rake para este sector es de 113°, lo que corresponde con una falla de movimiento oblicuo (inversa dextral), perpendicular a la falla Navarro. Posteriormente se midieron los datos de un plano N77°E/80° (Figura 22, D) también perpendicular a la falla Navarro, en el cual no se identificaron estrías de falla. En el sector C de la Figura 22 se aprecia una zona de falla con un ancho de 20 cm, el cual no presenta estrías y presenta una dirección de buzamiento de N15°O con un buzamiento de 82°, asociado a la falla Navarro. Por último, al oeste del afloramiento se observan el plano con estrías de falla del sector E y F de la Figura 22, el cual presenta una dirección de buzamiento de S15°E y un ángulo de 80°; las estrías brindan un ángulo de rake aproximado de 33°, lo que corresponde con un movimiento oblicuo (inverso sinistral), lo cual corresponde con el movimiento y dirección de la falla Navarro. También se observan evidencias de un comportamiento inverso en el área, mencionado en los párrafos anteriores. Cabe señalar que en todos los casos se presentan ángulos de buzamiento altos, de alrededor de 80°.

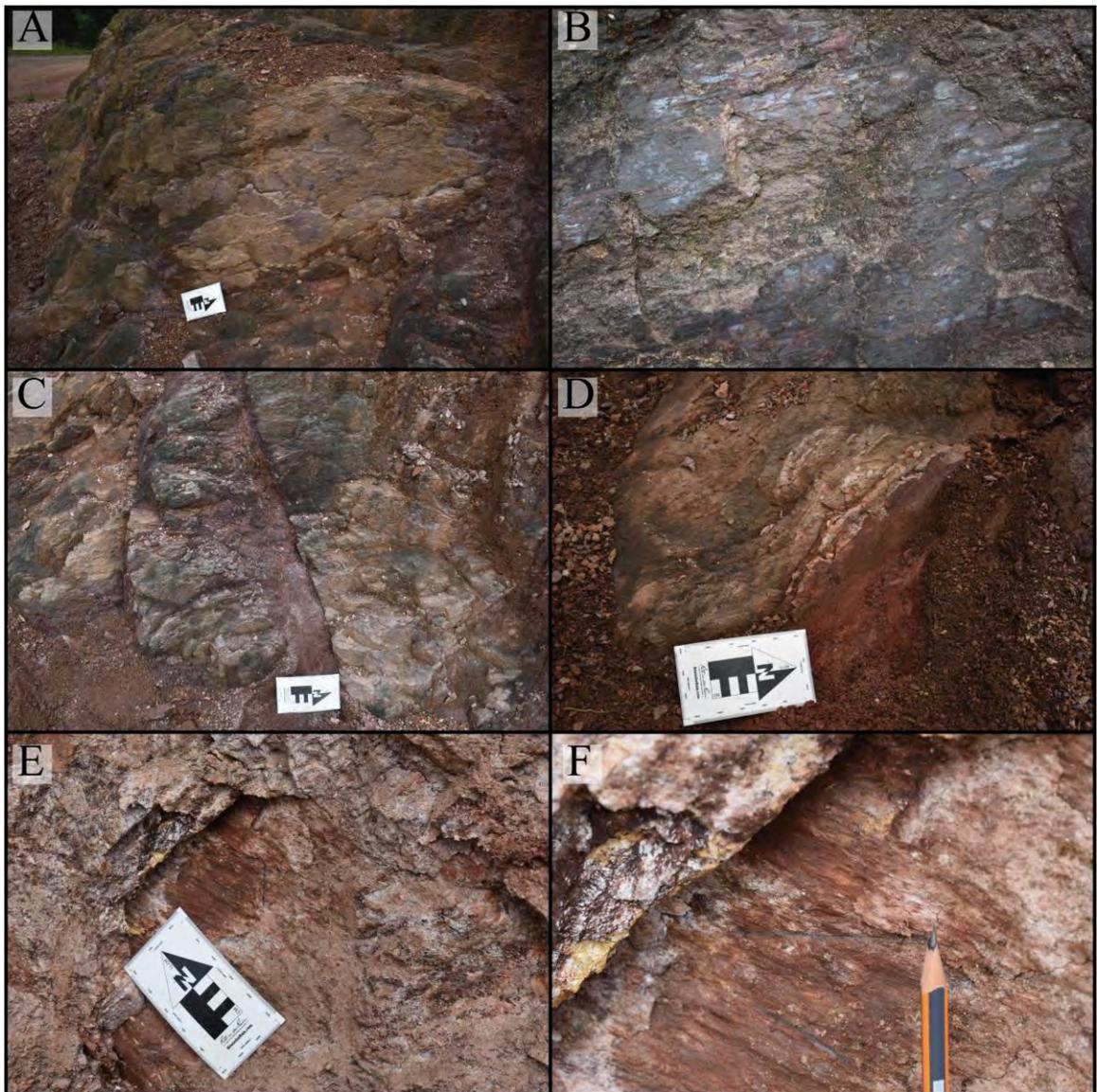


Figura 22. Planos de falla y estrías correspondientes con la zona de la falla Navarro. Tomados en el sector S10 de la Figura 20 (coordenadas 1080689,31N/504010,426E). A) Estrías ubicadas en el sector oeste del afloramiento. B) estrías ubicadas en el sector oeste del afloramiento con aspecto jabonoso. C) plano de falla casi vertical ubicado en el sector oeste del afloramiento. D) Plano de falla ubicado en el sector oeste del afloramiento. E) Estrías de falla ubicados en el sector este del afloramiento. F) Acercamiento a las estrías del plano de falla del punto E.

Posteriormente al este, se observa un valle muy amplio donde se asienta el poblado de La Estrella, el cual se encuentra ubicado en una zona de deformación muy amplia producto de la actividad de la falla Navarro, por lo que se toma como una zona anómala, producto de una depresión tectónica. El lineamiento al este del poblado de La Estrella se vuelve débil, al encontrarse en una zona con procesos de remoción en masa, hasta llegar a la zona de tracción de la estrella (ZTE), donde se presentan márgenes de deformación muy amplios. En este

sector, la falla continúa sobre las estribaciones montañosas del lado norte y el fondo del valle del río Navarro, con una longitud de 5 km y pendientes moderadas (15° - 45°).

Este sector se encuentra compuesto por escarpes de 200 metros de altura y una longitud de 300 metros, sobre el río Navarro, con pendientes moderadas (15° - 45°) a fuertes ($>45^{\circ}$), con un rumbo aproximado de $N70^{\circ}O$ y una longitud de 7 km. Además, se observan fallas perpendiculares en el sector sur del río Navarro con longitudes de aproximadamente 1 km y tres sillas de falla.

Al salir del valle del río Navarro, cerca del poblado de Puente Negro, la falla Navarro cambia a un rumbo entre $N40$ - $65^{\circ}E$, y a partir de este cambio de rumbo se le denomina como falla Paraíso al sector norte y el sector sur como falla Cachí, donde se encuentran una serie de terrazas asociadas a la confluencia del río Aguacaliente con los ríos Navarro y Grande de Orosi.

3.13. Lineamiento de la Falla Paraíso (L13)

Esta falla es la continuación de la falla Navarro al salir al este del valle del río Navarro. Posee un rumbo aproximado de $N50^{\circ}E$ y una extensión de 6,2 km. En el sector oeste de la falla se pueden observar pendientes moderadas (15° - 45°) a fuertes ($>45^{\circ}$). Además este lineamiento define el sector norte de la depresión de Ujarrás (Figura 24). Posee un lineamiento moderado a débil. En el sector oeste se observan dos niveles de terrazas aluviales en el río Aguacaliente, correspondientes con T1 con el primer nivel de terrazas y T2 con el segundo nivel de terrazas, que están levemente disectadas (Figura 25).

En el sector este la traza de la falla se encuentra cubierta por la colada de Cervantes (0,02 Ma), y no se encuentran evidencias de campo o con sensores remotos, que definan adecuadamente el trazo de falla dentro de esta unidad geológica.

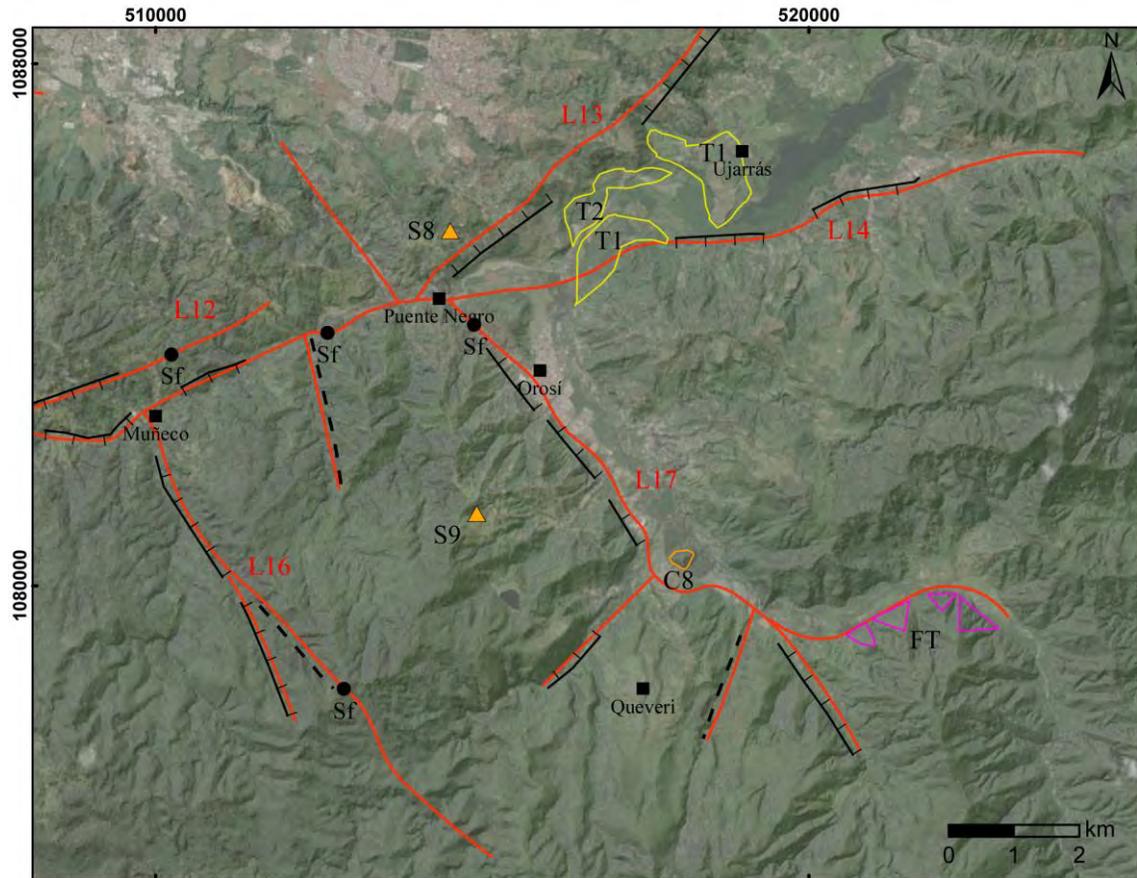


Figura 23. Mapa de la zona de los lineamientos Paraíso (L13), Cachí (L14), Orosí (L17), Queverí (L15) y Navarro (L12). Qd: quebrada desplazada, Sf: silla de falla, T1 y T2: terrazas aluviales representadas en amarillo, FT: faceta triangular representadas en morado, C8: Cerro Aislado representado en naranja, producto del movimiento de la falla Orosí.



Figura 24. Depresión de Ujarrás y lineamiento de la falla Paraíso (L14). Visto desde S9 de la Figura 23 (coordenadas 1081208,825N/515030,732E).



Figura 25. Terrazas aluviales asociadas con la falla Paraíso, con vista al pueblo de Cachi y la depresión de Ujarrás. T1: primer nivel de terrazas aluviales, T2: segundo nivel de terrazas aluviales, L14: Lineamiento de falla Paraíso, L15: Lineamiento de falla Cachi. Vista desde S8 de la Figura 23 (1085613,319N/514557,522E).

3.14. Lineamiento de la falla Cachí (L14)

Esta falla posee un rumbo aproximado de N75°E. Se inicia al oeste cerca de la unión del río Navarro con el río Aguacaliente y se extiende al este hacia el poblado de Cachí. Define el sector sur de la depresión de Ujarrás, posee una longitud de 6,5 km. Las pendientes en el sector central son moderadas (15°-45°), correspondientes con escarpes de falla con alrededor de 1 km de longitud y alturas de 100 metros (Figura 23).

3.15. Lineamiento de la falla Tarrazú (L15)

Esta falla se encuentra constituida por varias trazas, en el sector sur de la zona de tracción de la Estrella y al este del poblado de Sierra (Figura 26) y una longitud aproximada de 18 km. Se identificaron dos trazos (L16). Se trata de lineamientos moderados con escarpes que presentan pendientes moderadas (15°-45°) a fuertes (>45°), extensiones de aproximadamente 2 km. Además de observarse sillars de falla, presenta tres escarpes. El escarpe norte presenta una longitud de 1,2 km y una altura aproximada de 80 m, mientras que en el sector sur ocurren dos escarpes de 482 m y 2 km de longitud con alturas promedio de 70 m cada uno. Además, se observa una quebrada desplazada a la izquierda 60 m.

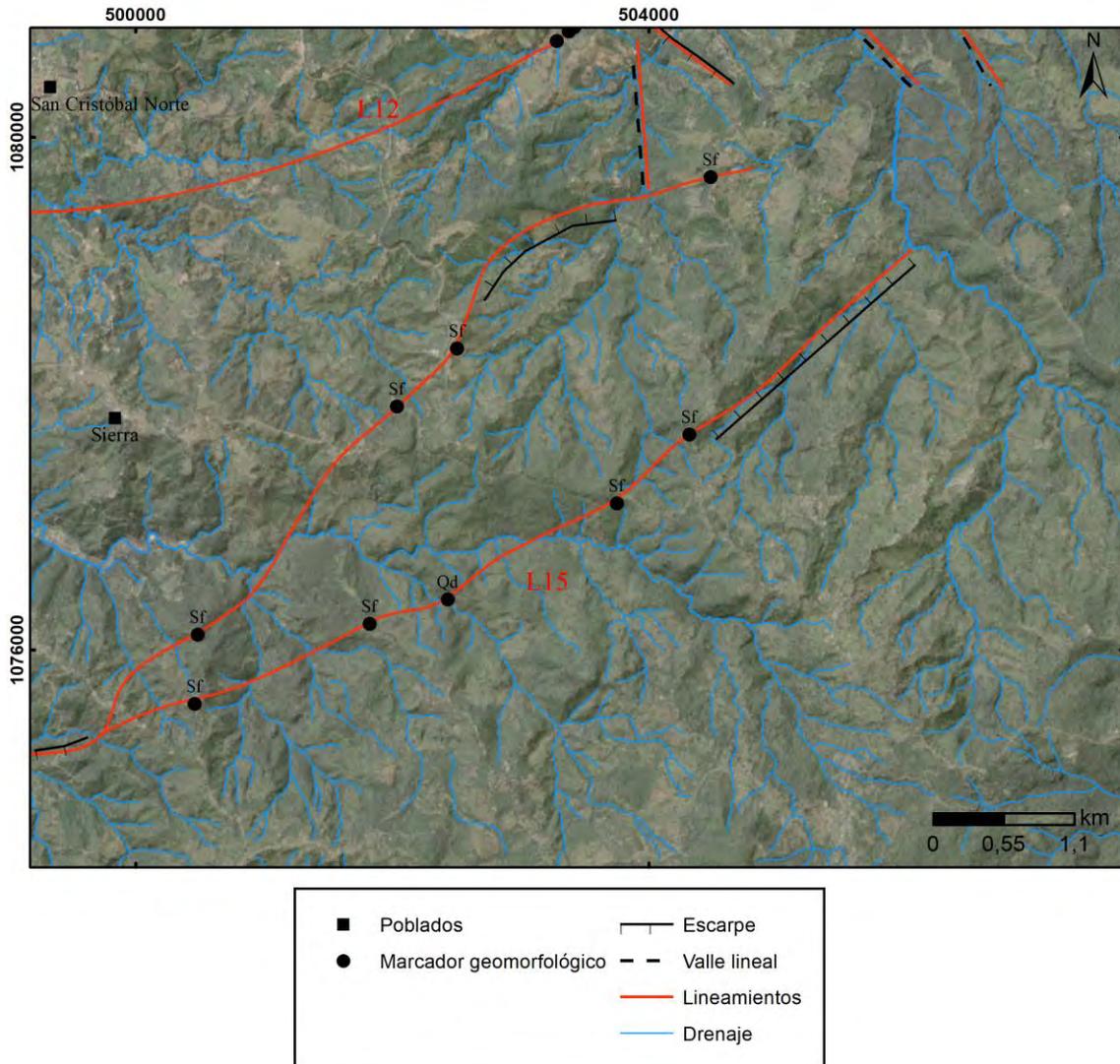


Figura 26. Mapa de la zona del lineamiento Tarrazú (L16). Sf: silla de falla, Qd: quebrada desplazada.

3.16. Lineamiento de la falla Queverí (L16)

Se localiza cerca del poblado de Navarro, el trazo principal mide aproximadamente 2,8 km, con un rumbo aproximado de S35°W y transcurre sobre un afluente del río Sombrero (Figura 23). Presenta un lineamiento fuerte, ya que en el sector oeste se presenta un escarpe de 160 m de altura. Posterior a esto se subdivide en dos trazas; la primera con un rumbo S35°W y una longitud de 6 km con un lineamiento moderado en un valle lineal y una silla de falla. El segundo trazo posee un rumbo S20°W, presenta un lineamiento fuerte compuesto por escarpes de 100- 200m y pendientes mayoritariamente fuertes (>45°), para una longitud de 2,4 km. En total el sistema puede llegar a alcanzar los 11,2 km de longitud.

3.17. Lineamiento de la falla Orosi (L17)

Este lineamiento se encuentra ubicado cerca de la localidad de Orosi. En el sector norte, esta falla es cortada por la falla Navarro (segmento Paraíso), generando un desvío sinistral. El lineamiento presenta un rumbo aproximado de S30°E y una longitud de 9,2 km (Figura 23). Posee expresiones moderadas a fuertes, incluyendo facetas triangulares y escarpes cerca de la localidad de Orosi, así como un cerro aislado en el sector sur (Figura 27, C8).

En el sector sur, el lineamiento se observa en un valle lineal. Luego se subdivide en dos trazas, la primera de las cuales transcurre en medio del valle lineal sobre el río Purisil y la quebrada Santa Mar. La segunda cambia de orientación con un rumbo N50°E y se encuentra evidenciada por facetas triangulares (FT) y una berma de falla (BF), las cuales se pueden observar en la Figura 28. Este sector se encuentra compuesto por escarpes con pendientes moderadas (15°-45°) a fuertes (>45°).

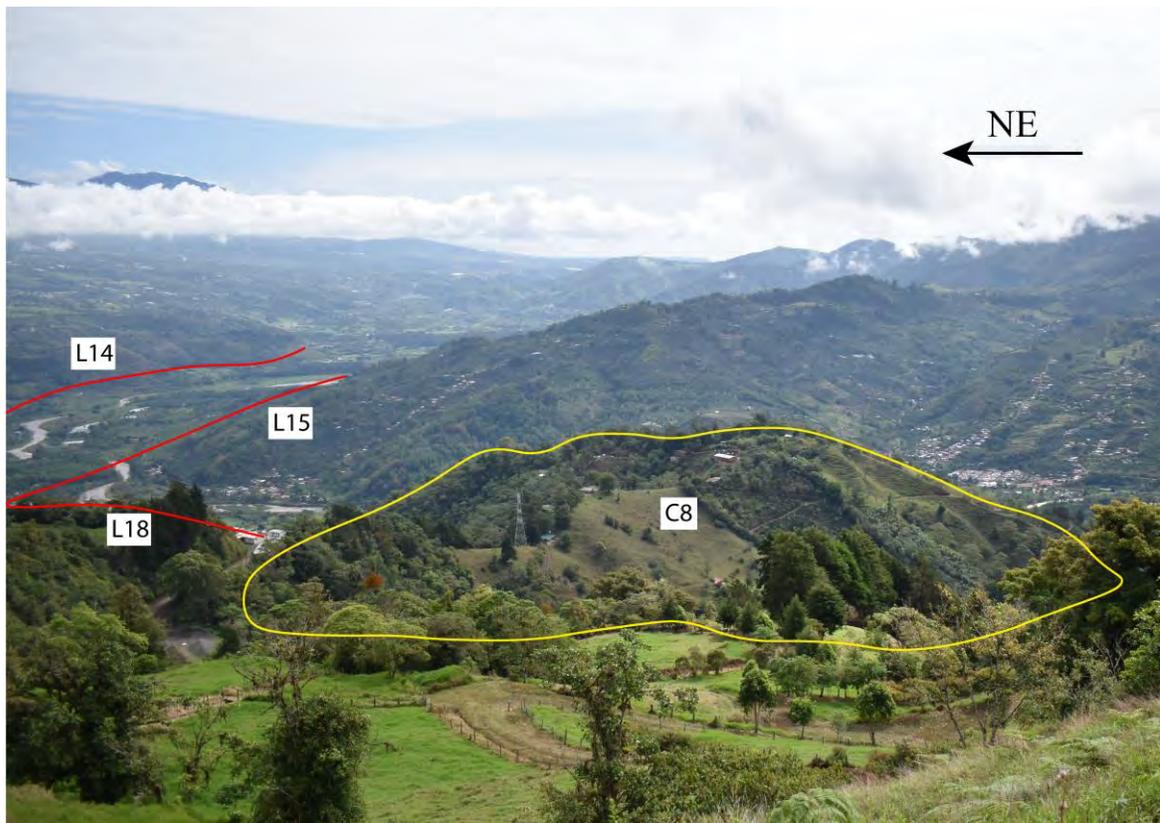


Figura 27. Cerro aislado (C8) asociado con la falla Orosí (L18). En la fotografía, se pueden observar los lineamientos Paraíso (L14) y Cachí (L15), así como la depresión de Ujarrás y el poblado de Orosí.

Esta fotografía es tomada desde el punto S9 mostrado en la figura 23 (coordenadas 1081063,222N/51492,921,53E).



Figura 28. Facetas triangulares (FT) y berma de falla (BF) asociadas con la falla Orosí (L18). Fotografía tomada desde el punto S12 mostrado en la Figura 23 (coordenadas 1081063,222N/51492,921,53E).

4. SISMOLOGÍA

4.1. Sismicidad histórica

La sismicidad en la parte Central de Costa Rica es alta resultado de la gran cantidad de fallas activas del CDCCR. En particular dentro del área de estudio, desde el siglo VIII se han documentado terremotos históricos y enjambres sísmicos relevantes (Figura 29 y Cuadro 3).

Cuadro 3. Sismos significativos históricos en la zona de estudio.

Fecha (día/mes/año)	Nombre del sismo	Magnitud	Consecuencias
02/09/1841	San Antolín	6,0-6,5 Ms	38 fallecidos y 2480 viviendas destruida.
13/04/1910	Tablazo	5,8 Ms	Daños en Cartago y San José.
04/05/1910	Cartago	6,3 Ms	600 fallecidos
21/02/1912	Tres Ríos	5,0-5,7 Ms	
22/08/1951	Paraíso	5,4 Ms	Daños en iglesia de Orosi, en Paraíso 62 casas con daños y 30 inhabitables, además de daños en iglesia y escuela y ruptura de cañería.
09/08/1991	Frailes	5,2 Mw	Daños en 100 casas

El terremoto más antiguo que se ha documentado dentro del área estudiada es el de San Antolín del 2 de setiembre de 1841. Este terremoto fue el más importante del país durante el siglo XIX y afectó a las ciudades de Cartago, San José y Heredia contabilizando 2480 viviendas destruidas y 38 fallecidos. La intensidad máxima de ese temblor fue de VIII en la ciudad en Cartago. Se ha estimado con una profundidad del hipocentro de 10 km y una magnitud 6,5 Ms (González, 1994). Montero et al (2016) proponen un epicentro cercano a la ciudad de Cartago (Figura 29).

Otro sismo relevante es el del 13 de abril de 1910, denominado terremoto de El Tablazo, que se localizó al sureste de San José, cerca de la localidad del cerro El Tablazo en Desamparados (Figura 29). Se estimó una magnitud de 5,8 Ms y una profundidad somera (Fernández, 1974). Provocó daños en San José y Cartago, así como deslizamientos cercanos a El Tablón y Tobosi (Fernández, 1995).

Luego del terremoto de El Tablazo, inició una importante actividad sísmica, con más de cuarenta temblores fuertes y centenares de microsismos diarios (Montero et al., 2013). Esta actividad sísmica continuó hasta el 4 de mayo de 1910 cuando ocurrió el terremoto de Cartago el cual tuvo una magnitud de 6,4 Ms (Montero y Miyamura, 1981). A raíz del terremoto fallecieron alrededor de 600 personas y ocurrió la destrucción de edificios principalmente en Cartago. El origen del evento se ha atribuido a la falla Aguacaliente (Henar et al, 2013) (Figura 29). Fue sentido en todo país. En la ciudad de Cartago y sus alrededores, la intensidad máxima fue de VIII mientras que cerca de Tres Ríos las intensidades disminuyeron a VII y VI. Para la ciudad de San José, varias zonas de Heredia y Alajuela se reportaron intensidades de V (Montero y Miyamura, 1981).

En el mes de agosto de 1910, luego del terremoto de Cartago, varios temblores fueron sentidos con intensidad entre débil y fuerte en localidades ubicadas en el sector oeste del sistema Navarro como San Cristóbal, Frailes y Rosario (Peraldo y Montero, 2010). Esta sismicidad podría estar relacionada con la falla Navarro.

El 21 de febrero de 1912 ocurrió un temblor en San Diego de Tres Ríos (5,0-5,7 Ms). Este sismo se puede asociar con el extremo oeste de la falla Río Azul (Figura 29), aunque tampoco se puede descartar su asociación con las fallas inversas de Cipreses (Montero et al., 2005).

El terremoto histórico más significativo que pudo haberse originado en el Sistema de Falla Navarro es el terremoto de Paraíso, del 22 de agosto de 1951 (Figura 29). Este sismo causó intensidades de VII (Mercalli Modificada, MM) en las localidades de Paraíso, Navarro, Orosi, Palomo y Cachí (Montero et al, 2016). En Paraíso 62 casas

sufrieron daños y 30 quedaron inhabitables, además de daños en la iglesia y la escuela (Montero et al, 2016).

A partir de la década de 1970, cuando se dio el incremento en la instrumentación sísmológica liderado por la Escuela Centroamericana de Geología y la Red Sísmológica Nacional (RSN), se ha podido asociar con más certeza el origen de varios sismos con el Sistema de Falla Navarro (Montero et al, 2016). Por ejemplo, los enjambres de diciembre de 1977 y setiembre de 1980 (Aguilar, 1984). Estos enjambres se caracterizaron por magnitudes menores a 4,1 y profundidades de entre 5 y 10 km (Montero et al, 2016) (Figura 29).

La dispersión en los epicentros no permite discriminar cuál o cuáles fallas del sistema Navarro originaron estos enjambres, no obstante, la mayor concentración de eventos se localizó al este de la zona transtensiva La Estrella en el área en donde la falla Tarrazú Norte alcanza a la falla Navarro (Montero et al, 2016).

Otro sismo histórico en importancia que podría relacionarse con el sistema Navarro fue el ocurrido el 9 de agosto de 1991, que es conocido como el sismo de Frailes. Este sismo causó daños de moderados a severos en alrededor de 100 casas en la zona de Corralillo, San Antonio, Santa Elena, Frailes y Llano Los Ángeles (Barquero et al., 1991). La localización epicentral de este evento mostrada por Montero (1994), sugiere que el mismo se localizó sobre el sector oeste de la falla Navarro, al pie del escarpe de falla que se ubica del lado norte del río San Cristóbal Norte (Montero et al, 2016) (Figura 29). En el mes de agosto de 1991 otros dos eventos de magnitud 3,0 y 2,6 (Quintero y Güendel, 2000) presentaron una localización epicentral que sugiere un origen en la falla Tarrazú Norte.

Otro enjambre sísmico localizado entre las fallas Aguacaliente y Navarro ocurrió entre el 9 de diciembre del 2011 y el 28 de febrero del 2012 en la zona transtensiva de Tobosi y la cual se compone de tres trazas denominadas Tobosi, Tablón y Alumbre. Dicho enjambre presentó 22 temblores con magnitudes que oscilaron entre los 2,4 a 3,9 Mw y profundidades de 0,6 a 8,2 km (Araya et al., 2015) (Figura 29).

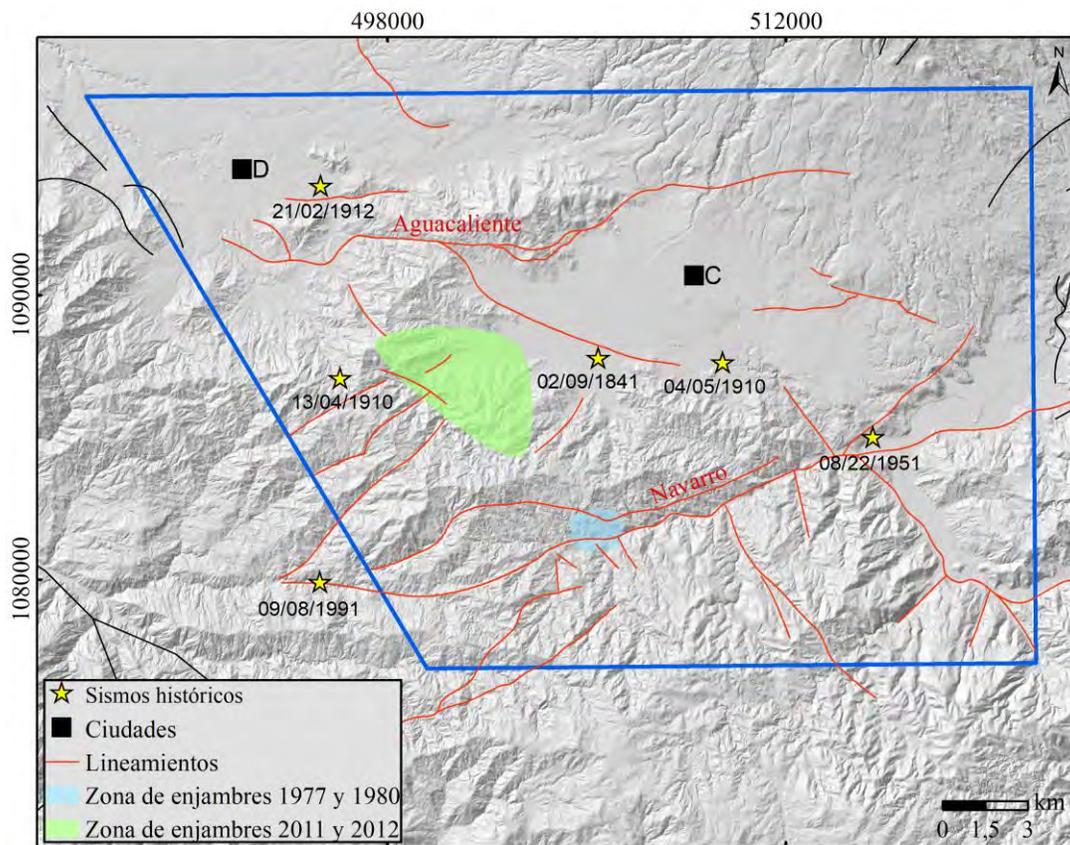


Figura 29. Ubicación de sismos históricos basado en Alonso et al (2013), Peraldo y Acevedo (2012) y Montero et al (2016).

4.2. Sismicidad 2012-2020

La sismicidad analizada en este trabajo comprende desde septiembre del 2012 hasta agosto del 2020. Se seleccionaron 578 sismos, los cuales fueron relocalizados siguiendo los pasos descritos en la metodología. Estos sismos poseen magnitudes M_w de 1,8 a 4,6 M_w y profundidades entre 1 y 27 km.

La distribución de los eventos en vista de planta se analiza a partir del mapa epicentral (Figura 30). Se observan diferentes grupos de sismos dentro del área de estudio. El primer grupo se observa al noroeste del poblado de Desamparados con alrededor de 40 sismos que presentan una tendencia al noreste. Los lineamientos de la falla Aguacaliente (L3) y la falla Río Azul (L2) son los más cercanas a este sector.

Al norte del área de estudio se presenta una alta sismicidad (58 sismos) en las cercanías del lineamiento de la falla Ochomogo (L4). Los sismos en este sector no

presentan una tendencia general en planta. En cuanto a los sectores cercanos a los lineamientos de las fallas Aguacaliente (L3) y Capellades (L5), presentan sismicidad dispersa.

En la parte central del área de estudio se presentan tres grupos de sismos. Al oeste del lineamiento Guatuso (L6) se observa el primer grupo con una tendencia al noroeste, similar al rumbo del lineamiento. En el sector noreste de la falla Alumbre (L10) se observa un grupo de sismos aislados, sin tendencia general. Cercano al lineamiento Higuito (L11), se observa un grupo de sismos con una leve tendencia al noreste.

La sismicidad registrada al suroeste del área de estudio es la más alta, con 128 sismos que son cercanos al lineamiento de la falla Tarrazú (L15) y se encuentran alineados con una tendencia al noroeste. Al oeste del lineamiento de la falla Queverí (L16), se encuentra un grupo de 46 sismos que no presentan una tendencia específica. Mientras que al este del lineamiento L16, se presenta un grupo integrado por 29 sismos con una tendencia al noroeste.

En la zona sur del lineamiento de la falla Cachí (14) se presenta un grupo de sismos con una tendencia al noroeste. Además, es importante mencionar que en el segmento central de la falla Navarro no se presentó sismicidad durante el periodo analizado.

Tomando en cuenta la cercanía de los epicentros con las trazas de las fallas, se presume que algunos de los sismos pueden haber sido generados por la actividad de fallas aún no cartografiadas pero que por presentar actividad sísmica pueden ser consideradas activas sísmicamente. Se considera que los siguientes lineamientos no presentaron sismicidad durante el periodo observado: L1, L2, L7, L8, L9, L13.

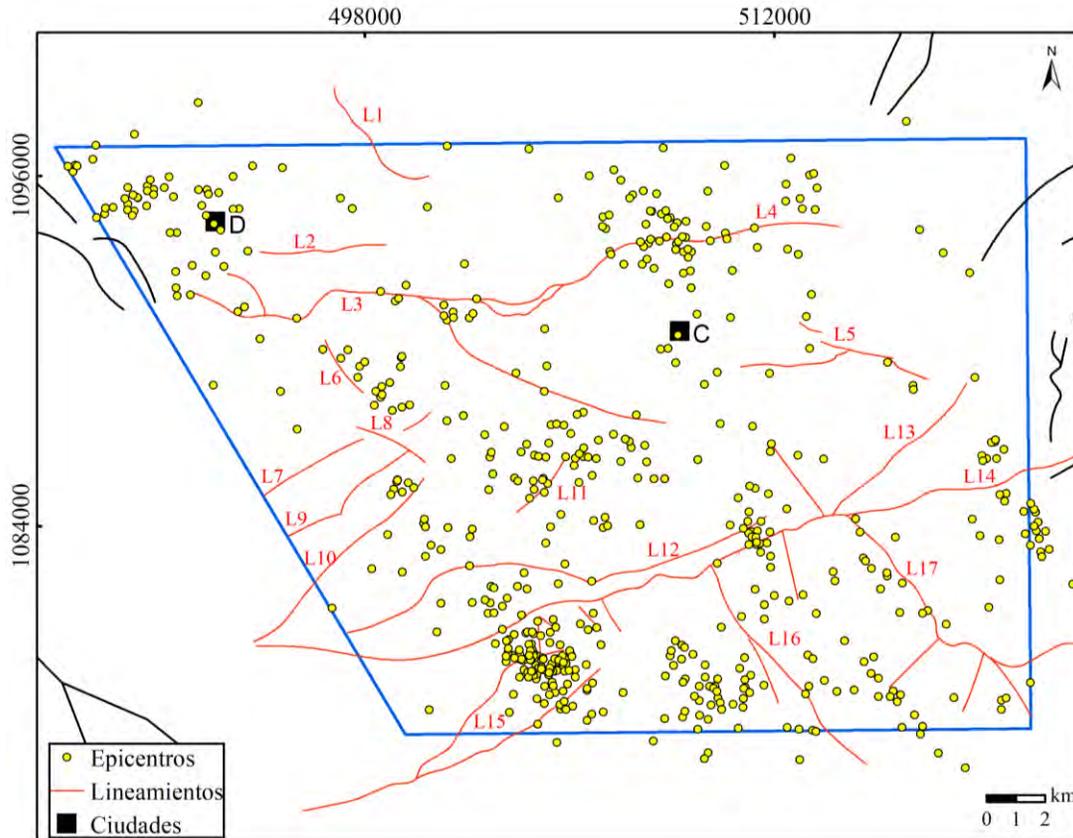


Figura 30. Mapa de epicentros de las localizaciones cuyas fases sísmicas fueron revisadas manualmente.

4.3. HypoDD y mecanismos focales

En esta sección se muestran los resultados de los sismos relocados utilizando la técnica simultánea de doble diferencia (HypoDD) que facilita la ubicación de sismos a lo largo de sistemas de falla (Waldhauser, 2001). Esta técnica se aplicó a todos los sismos del área de estudio y también a grupos específicos de eventos sísmicos, como se describirá más adelante.

Del total de 578 sismos seleccionados inicialmente, se utilizó una base de datos de 529 luego de eliminar de la base de datos inicial los sismos con profundidades cercanas a 0 km y que presentaban errores en la relocación al ser reubicados como “sismos de aire” por HypoDD. Para la relocación se configuraron parámetros de los programas ph2dt y HypoDD. Los tiempos de arribo absolutos utilizados por los programas fueron tomados directamente de la lectura de los sismogramas. Los tiempos diferenciales se obtuvieron sustrayendo el tiempo de arribo entre pares de

eventos que tuvieran una distancia menor a 10 km entre sí y que fueron registrados en estaciones comunes dentro de un radio de 100 km.

En el catálogo de tiempos diferenciales construido, cada evento está ligado con un mínimo de 8 eventos cercanos, un mínimo de 8 pares de observaciones y un máximo de 50 pares de observaciones, lo que resultó en una separación promedio entre eventos fuertemente ligados de 4,3 km. Los residuos de las diferencias entre pares de eventos en cada estación fueron tratados desde una sola fuente por el método de Regresión de mínimos cuadrados (LSQR, por sus siglas en inglés). De esta manera se obtuvieron los resultados observados en el Cuadro 4 para el programa ph2dt y la ubicación epicentral a partir del programa HypoDD que se observa en Figura 31.

Cuadro 4. Resultados del programa ph2dt para el total de sismos analizados.

Parámetro	Resultado
Estaciones	247
Eventos totales	529
Eventos seleccionados	529
Fases	18260
Total de pares de fase P	211596
Total de pares de fase S	94248
Fases a distancias mayores que MAXDIST	6
Fases de pares P seleccionados	177518 (83%)
Fases de pares S seleccionados	48195 (51%)
Eventos débilmente vinculados	87 (16%)
Pares de eventos vinculados	16064
Enlaces medios por par	14
Desplazamiento medio (km) entre eventos vinculados	4,29
Desplazamiento medio (km) entre eventos fuertemente vinculados	4,29
Desplazamiento máximo (km) entre eventos fuertemente vinculados	9,99

De acuerdo con la distribución epicentral obtenida de la corrida de la totalidad de la base de datos se identificaron siete grupos (G, Figura 31). que son descritos individualmente. Las mayores concentraciones de sismos se encontraron en el sector sur de la falla Navarro y se identificaron dos secuencias sísmicas: la primera en el sector noroeste de Desamparados y la segunda al norte de la ciudad de Cartago, cercana a la falla Ochomogo. Además, se observa sismicidad dispersa entre los sistemas de las fallas Navarro y Aguacaliente.

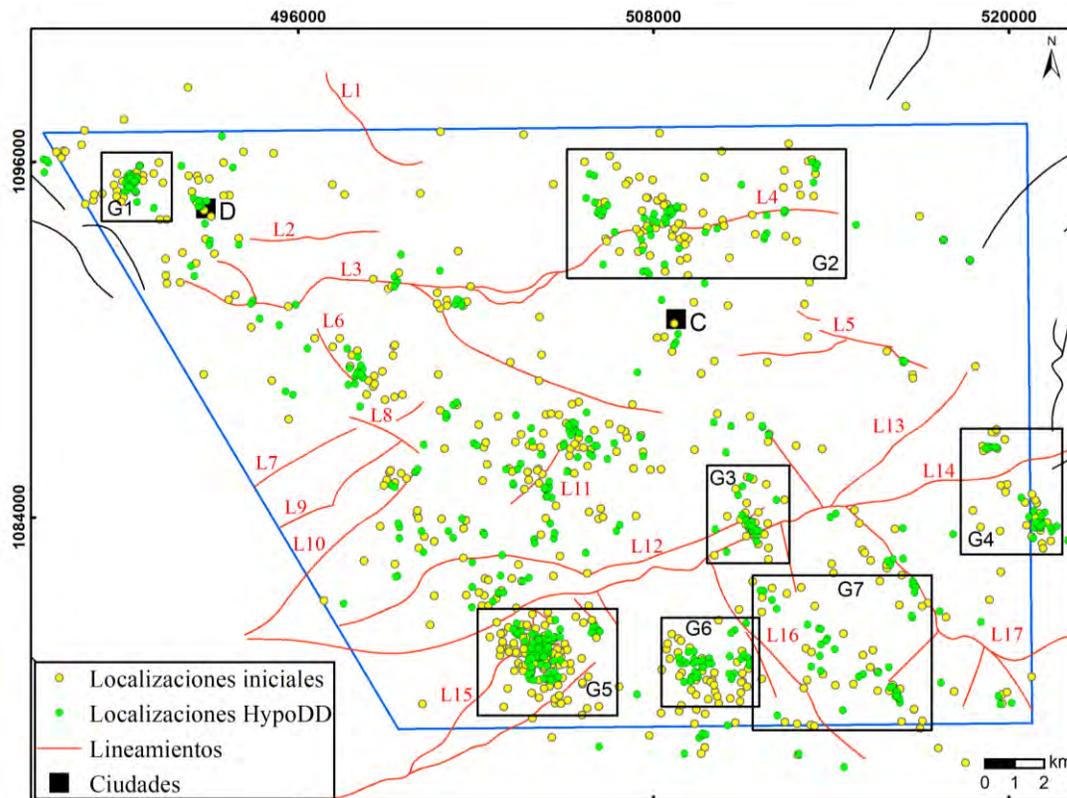


Figura 31. Mapa de comparación de los sismos iniciales y los relocados mediante HypoDD. Los cuadros de color negro señalan los grupos (G) del 1 al 7 que son descritos individualmente.

La distribución de los sismos según la magnitud (Figura 32) muestra cómo los sismos con magnitudes M_w menores a 3,0 (amarillos) representa la mayor cantidad de sismos y se encuentran dispersos por toda el área de estudio. De igual manera los sismos de 3,1 a 3,9 (anaranjados), se encuentran dispersos por el área. Solamente se encuentran seis sismos mayores a 4,0 M_w (rojos), de los cuales tres de ellos se ubican en la falla Tarrazú (L16), uno en el sector oeste de la falla Navarro, uno al sur de la falla

Cachí (L14) y el último se encuentra cerca de la falla Ochomogo (L14), este sismo presenta la mayor magnitud (4,6 Mw) del período de estudio analizado.

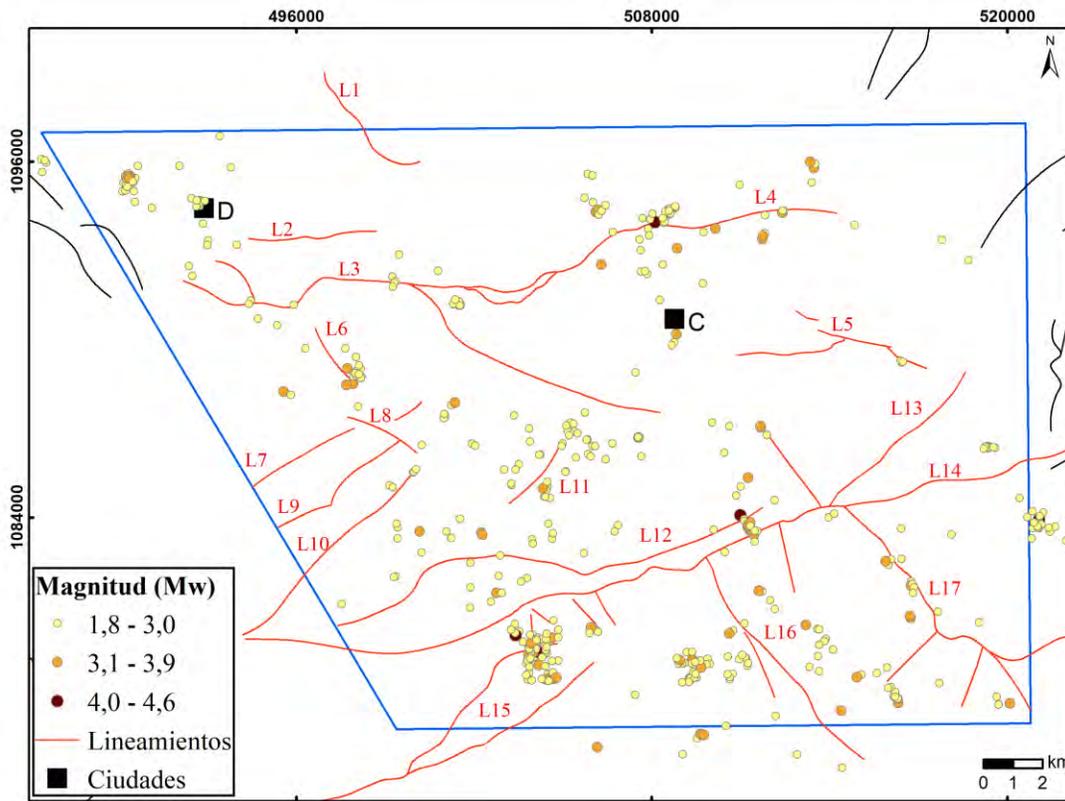


Figura 32. Distribución por magnitud de la sismicidad relocalizada. Los sismos se muestran según los colores en la simbología de la imagen.

En la Figura 34A, se muestra la distribución en la cantidad de los sismos localizados según su magnitud (Mw), de los cuales seis presentan magnitudes iguales o mayores a 4,1 Mw y 21 sismos con magnitudes entre 3,5 y 4,0 Mw. Con relación a magnitudes bajas ($M_w < 3,5$), se localizaron 493, donde la mayoría se encuentran en el rango entre 2,4 y 2,9 Mw (285 sismos) y entre 2,9 y 3,5 Mw (108 sismos). Además, se presentaron 100 sismos con magnitudes menores a los 2,4 Mw. El sismo de menor magnitud fue de 1,8 Mw cercano a la falla Ochomogo (L4).

Como muestra la Figura 34B, la mayoría de la sismicidad tuvo profundidades entre los 5-10 km (388 sismos), seguido de profundidades entre los 1-5 km (78 sismos), y por último se encuentran 43 sismos que presentaron las mayores profundidades (10-19 km) durante el periodo analizado. Según la profundidad de los sismos (Figura 33), se

observa que los sismos más superficiales (1-5 km) se localizan principalmente al este del área de estudio en las cercanías de la falla Ochomogo (L4), al sur de la falla Cachí (L14) y al este de la falla Queveri (L17); los sismos con profundidades de 5 a 10 km están más dispersos por toda el área. Sin embargo, se nota una mayor concentración en la falla Tarrazú (L15) y en la zona oeste entre las fallas Aguacaliente (L3) y Navarro (L12). Por otro lado, los sismos con profundidades mayores a los 10 km se ubican principalmente al sur del área de estudio en las cercanías de la traza de la falla Navarro

(L12).

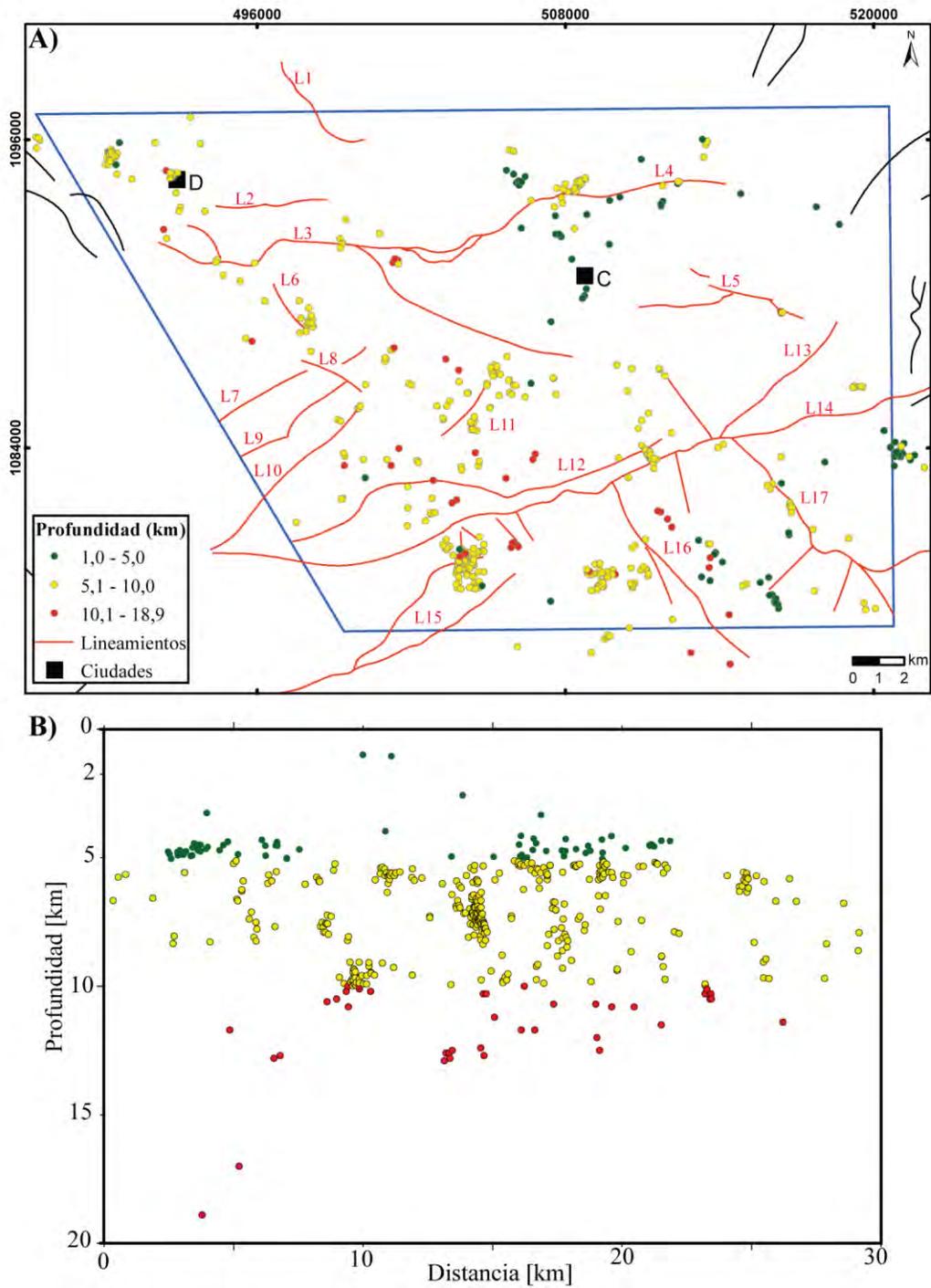


Figura 33. Profundidad de los sismos relocados mediante HypoDD. A) Vista en planta de la ubicación de los sismos, clasificados con colores de acuerdo a la profundidad. B) Perfil de hipocentros con dirección sureste-noroeste.

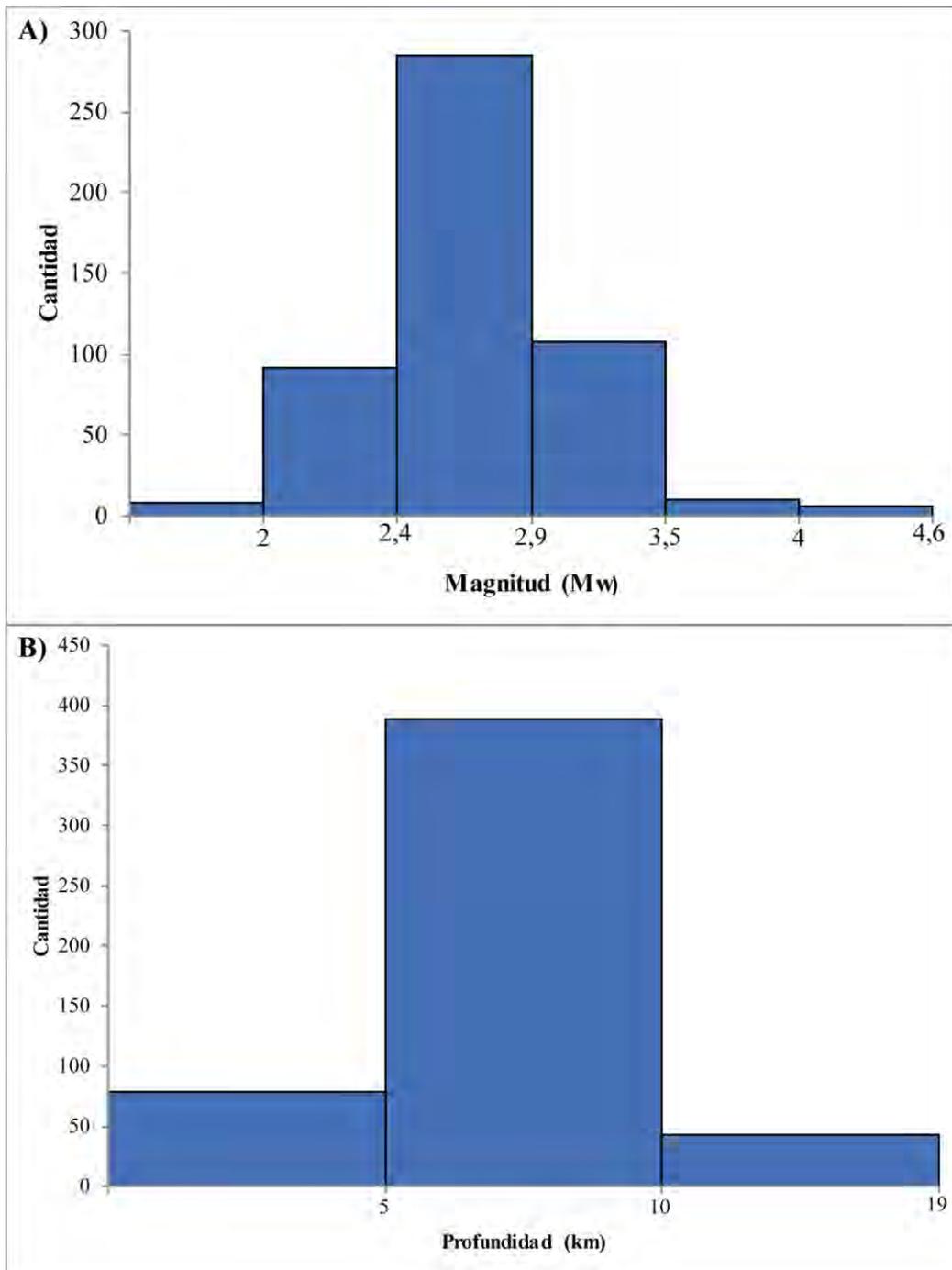


Figura 34. Histogramas de la sismicidad localizada mediante HypoDD. Distribución por: A) magnitud y C) profundidad. La cantidad de sismos se muestra a la izquierda de las barras de cada histograma.

Para el área de estudio se obtuvieron 39 mecanismos focales de buena calidad según la metodología en la sección 1.5.2 (Figura 35) Estos mecanismos focales son

analizados en los siguientes apartados según el grupo y lineamiento con los cuales fueron asociados.

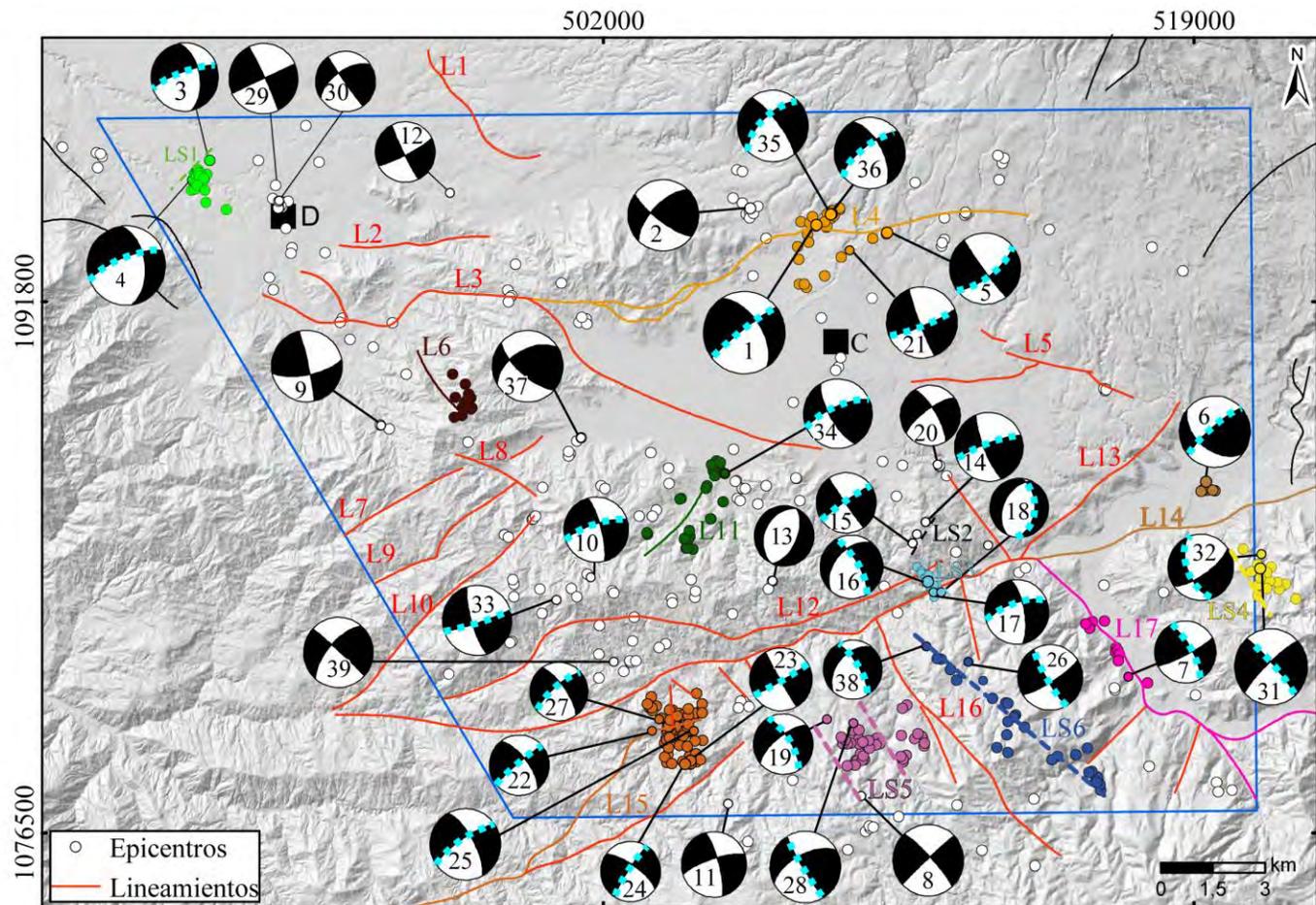


Figura 35. Mapa de sismos relocados mediante HypoDD y mecanismos focales del área de estudio. Las ciudades de Desamparados (D) y Cartago (C) se representan como cuadros negros. Los colores de los epicentros concuerdan con el color del lineamiento con el cual se relaciona el origen de la sismicidad.

Cuadro 5. Mecanismos focales calculados en este estudio. Los planos nodales (rumbo, buzamiento y rake) seleccionados como el origen de la sismicidad son resaltados en negrita cuando fue posible asociarlos con el fallamiento. Los ejes P y T corresponden con Compresión y Tensión, respectivamente.

Número	Fecha y hora (UTC)	Profundidad (km)	Magnitud (Mw)	Plano nodal	Rumbo (°)	Buzamiento (°)	Rake (°)	Ejes	Rumbo (°)	Buzamiento (°)
1	26/7/2014 05:49	5,4	4,6	1	232	84	-34	P	184	28
				2	326	56	-173	T	284	19
2	29/7/2014 08:04	4,8	3,2	1	224	64	16	P	177	8
				2	127	76	153	T	83	29
3	11/12/2014 13:15	9,6	3,2	1	250	77	-37	P	204	35
				2	350	54	-164	T	304	15
4	11/12/2014 13:39	9,2	3,5	1	248	73	-41	P	203	41
				2	352	51	-158	T	305	14
5	2/3/2016 12:25	5,2	3,6	1	52	71	-4	P	9	16
				2	143	86	-161	T	276	11
6	9/9/2016	9,5	3,1	1	229	79	44	P	352	20
				2	129	86	-161	T	99	38
7	2/6/2017 08:58	5,8	3,3	1	63	82	18	P	196	7
				2	330	72	172	T	288	18
8	28/2/2017 05:57	6	3,2	1	227	87	-8	P	181	8
				2	317	82	-177	T	272	4
9	12/9/2017 09:51	5,3	3,1	1	79	70	4	P	35	11
				2	348	86	160	T	302	17

Número	Fecha y hora (UTC)	Profundidad (km)	Magnitud (Mw)	Plano nodal	Rumbo (°)	Buzamiento (°)	Rake (°)	Ejes	Rumbo (°)	Buzamiento (°)
10	13/9/2017 09:31	5,1	3,2	1	252	76	-13	P	209	19
				2	345	77	-166	T	118	1
11	8/10/2017 06:22	4,5	3,5	1	252	76	-13	P	209	19
				2	345	77	-166	T	118	1
12	31/10/2017 02:24	7,7	2,6	1	63	82	-5	P	19	9
				2	154	85	-172	T	288	2
13	31/12/2017 03:44	10,6	2,8	1	205	35	-89	P	291	80
				2	24	55	-91	T	114	10
14	9/2/2018 10:33	6,7	4,4	1	250	81	12	P	24	2
				2	158	78	171	T	114	15
15	21/2/2018 08:03	5,8	2,7	1	235	85	2	P	190	2
				2	145	88	175	T	100	5
16	21/2/2018 09:57	6,1	3,4	1	221	46	-26	P	196	46
				2	330	72	-133	T	90	16
17	27/2/2018 14:28	5,4	3,2	1	251	67	-21	P	211	31
				2	350	71	-156	T	120	3
18	2/3/2018 02:07	4,4	3	1	4	46	-75	P	353	79
				2	163	46	-105	T	83	0
19	23/3/2018 08:46	10	2,8	1	231	69	-21	P	190	29
				2	329	71	-158	T	100	1
20	9/4/2018 07:07	10,2	2,2	1	234	73	-17	P	192	24

Número	Fecha y hora (UTC)	Profundidad (km)	Magnitud (Mw)	Plano	Rumbo	Buzamiento	Rake	Ejes	Rumbo	Buzamiento
				nodal	(°)	(°)	(°)		(°)	(°)
				2	329	74	-162	T	102	1
21	23/4/2018 10:20	4,8	3,2	1	68	82	-5	P	24	9
				2	159	85	-172	T	293	2
22	21/8/2018 23:52	5,5	3,7	1	236	76	-20	P	193	24
				2	331	71	-165	T	284	4
23	23/8/2018 04:04	4,9	3,6	1	60	86	-2	P	15	4
				2	150	88	-176	T	285	1
24	15/10/2018 08:38	5,3	2,7	1	213	83	-18	P	168	18
				2	305	72	-173	T	260	8
25	20/12/2018 08:06	9,1	2,8	1	230	84	-23	P	184	20
				2	323	67	-174	T	278	12
26	4/2/2019 07:36	4,5	3,9	1	58	79	-9	P	14	14
				2	150	81	-169	T	284	2
27	7/2/2019 09:56	7,4	3,1	1	229	74	-19	P	186	25
				2	324	72	-163	T	277	2
28	4/4/2019 19:20	8,6	3,7	1	242	61	6	P	199	16
				2	149	85	151	T	102	24
29	25/8/2019 01:37	9,5	3,4	1	245	90	-4	P	200	3
				2	335	86	180	T	290	3
30	2/9/2019 08:25	9,4	2,5	1	236	60	3	P	194	19
				2	145	87	150	T	96	23

Número	Fecha y hora (UTC)	Profundidad (km)	Magnitud (Mw)	Plano nodal	Rumbo (°)	Buzamiento (°)	Rake (°)	Ejes	Rumbo (°)	Buzamiento (°)
31	9/10/2019 06:18	5,3	4,4	1	227	81	-7	P	183	11
				2	318	83	-171	T	92	2
32	9/10/2019 07:10	4,6	3,5	1	55	71	-35	P	12	38
				2	158	57	-157	T	109	9
33	17/10/2019 18:14	5,1	3,3	1	72	84	-13	P	27	13
				2	163	77	-174	T	118	5
34	7/11/2019 06:18	5,1	3	1	246	73	20	P	18	1
				2	150	71	162	T	108	26
35	28/4/2020 06:45	5,7	3,5	1	226	64	-15	P	187	28
				2	323	77	-153	T	92	8
36	28/4/2020 07:06	5,6	3,6	1	232	73	-30	P	189	33
				2	332	61	-161	T	284	8
37	8/8/2020 16:14	10	3,3	1	239	52	27	P	189	11
				2	132	69	139	T	89	44
38	9/8/2020 08:13	9,3	3,2	1	221	46	-26	P	196	46
				2	330	72	-133	T	90	16
39	11/8/2020 01:06	5,9	4,2	1	221	66	-3	P	179	19
				2	312	87	-156	T	84	15

4.3.1. Descripción de los grupos de sismos seleccionados

En esta sección se describe cada grupo (G) de sismos tomando en cuenta diferentes características como la cantidad de sismos, tiempos de arribo y diferenciales, y separación promedio de los eventos, así como la distribución de los eventos en planta y profundidad y su relación con el fallamiento y los mecanismos focales.

Para cada grupo analizado los tiempos de arribo absolutos fueron tomados directamente de la lectura de los sismogramas. Los tiempos diferenciales se obtuvieron sustrayendo el tiempo de arribo entre pares de eventos que tuvieran una distancia entre sí que varía según el grupo analizado (ver Cuadro 6), pero que fueron registrados en estaciones comunes dentro de un radio de 150 km con respecto al conjunto de sismos de interés. En los catálogos resultantes, cada evento está ligado con un mínimo de 8 sismos cercanos por al menos 8 pares de observaciones. La separación promedio obtenida entre eventos fuertemente ligados varía para cada grupo (Cuadro 6).

Cuadro 6. Características de cada grupo (G) analizado

Grupos	Cantidad de sismos	Distancia entre pares de eventos (km)	Distancia de eventos fuertemente ligados (km)	Rango de magnitudes (Mw)
G1	40	40	3,5	2,0 - 3,2
G2	58	58	3,4	2,0 - 4,6
G3	25	25	2,3	2,2 - 4,4
G4	23	23	2,1	2,2 - 4,4
G5	125	125	2,2	2,2 - 4,2
G6	46	46	3,1	2,2 - 3,6
G7	29	29	4,5	2,4 - 3,9

Grupo 1 (G1)

El grupo 1 posee un total de 40 sismos, con magnitudes Mw de 2,0 a 3,2 y profundidades de entre 2,7 y 11,9 km. La distribución de los epicentros relocalizados se puede observar en la Figura 36, donde la mayoría se encuentran ubicados al noroeste de la ciudad de Desamparados.

Los sismos vistos en planta son dispersos, pero existe un grupo de sismos que sugiere un lineamiento de al menos 2 km con dirección noreste. El lineamiento más cercano a este grupo de sismos se encuentra a 3,6 km hacia el suroeste y corresponde con el de la falla Aguacaliente. En el perfil elaborado con dirección noroeste-sureste (Figura 36), se puede interpretar a profundidad una falla sub-vertical con la mayoría de los hipocentros entre los 7 y 11 km. El rumbo de esta falla podría ser cercano al rumbo suroeste-noreste que sugiere la sismicidad (LS1), y este concuerda con los mecanismos focales 3 y 4 (Cuadro 5) con un rumbo de 250° , un buzamiento de aproximadamente 75° y un desplazamiento oblicuo normal-sinistral (rake = -41° a -37°). El lineamiento de la sismicidad LS1 no ha sido reconocido en la literatura previamente ni tampoco en el estudio de la geomorfología realizado en esta investigación.

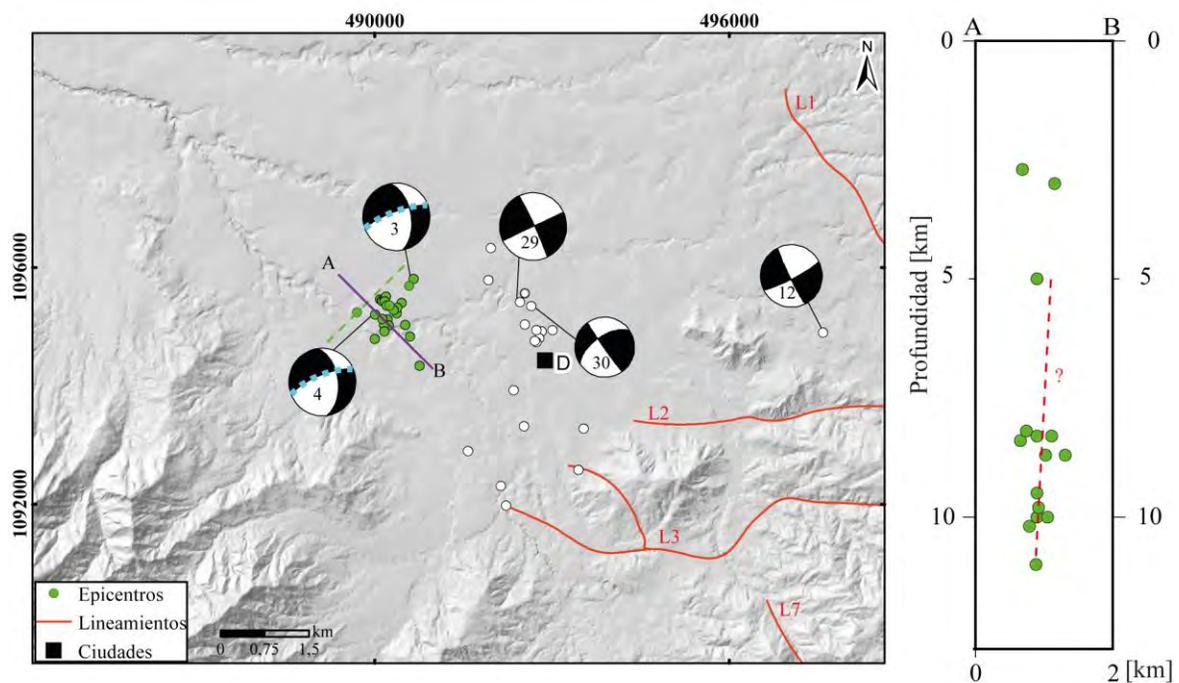


Figura 36. Mapa de sismos relocados mediante HypoDD del grupo 1 y perfil (A-B) con interpretación de la falla a profundidad (línea roja discontinua). Lineamiento sugerido de los sismos en planta (LS1). Plano nodal seleccionado (línea celeste discontinua).

Grupo 2 (G2)

Este grupo es el segundo en cantidad de sismos, con un total de 58 sismos que se ubican al norte de la ciudad de Cartago. Los hipocentros poseen profundidades que varían de 1,0 a

9,8 km. Las magnitudes M_w van de 2,0 a 4,6. En este grupo es donde se encuentra el sismo con mayor magnitud localizado (Figura 37) durante el período analizado (4,6 M_w).

En la Figura 37 se observan los sismos reubicados mediante HypoDD y los mecanismos focales obtenidos. El lineamiento más cercano a estos sismos es el de la falla Ochomogo. Este lineamiento presenta un rumbo suroeste-noreste, mientras los sismos de este grupo se alinean en una dirección preferencial al este-noreste. Con base en lo anterior se observa que el rumbo de los epicentros coincide parcialmente con el rumbo de la falla Ochomogo (L4), debido a esto los sismos se asocian a esta falla. Además, esta diferencia del rumbo en algunos sectores se puede relacionar con la existencia de trazos de la falla que no presentan expresión superficial, de los cuales se desconoce su extensión y conexión con el lineamiento de la falla Ochomogo.

Para este grupo se obtuvieron seis mecanismos focales (Cuadro 5) en los cuales el plano nodal seleccionado presenta rumbos aproximados de 45° en concordancia con la tendencia en planta de la sismicidad. Estos eventos muestran una solución de deslizamiento lateral izquierdo a lateral izquierdo oblicuo con componente normal ($\text{rake} = -15^\circ$ a 16°) y buzanan entre 64° y 85° , por los que se cataloga como una falla de alto ángulo.

El plano nodal seleccionado coincide con la tendencia observada en el perfil (Figura 37), en donde se identifica un plano de falla que posee un ángulo de buzamiento sub-vertical y se observa que la mayoría de los sismos se concentran a profundidades de entre 5 y 7 km. Además, en el perfil de los hipocentros se observa que estas fallas presentan una leve inclinación al suroeste.

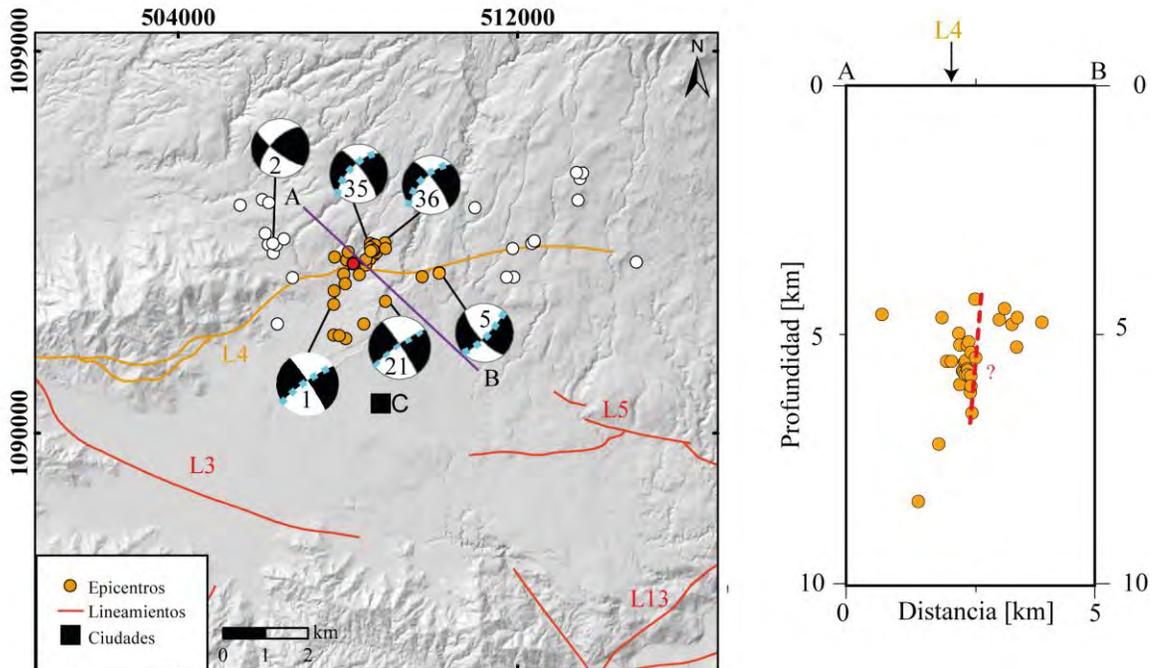


Figura 37. Mapa de sismos relocados mediante HypoDD del grupo 2 y perfil (A-B) con interpretación de la falla a profundidad (línea roja discontinua). Sismo magnitud 4,6 Mw (color rojo). Plano nodal seleccionado (línea celeste discontinua).

Grupo 3 (G3)

Para este grupo se obtiene un total de 25 eventos, con magnitudes de 2,2 a 4,4 Mw y profundidades que varían de 4,4 a 6,2 km y se ubican al este del poblado de Muñeco. En la Figura 38 se observan los sismos reubicados mediante HypoDD y el mecanismo focal obtenido para esta zona.

Estos sismos en planta se observan claramente alineados con dirección noroeste-sureste, abarcando una longitud aproximada de 1 km. La falla más cercana al G3 es la falla Navarro (L12) que posee un rumbo distinto hacia el noreste, que es transversal al lineamiento LS3.

Los mecanismos focales representativos de este grupo de sismos (16 y 18), poseen un plano nodal que coinciden con el rumbo del lineamiento, los cuales son 330° y 163° y que buzcan 72° y 46° hacia el suroeste. El ángulo de rake de los planos nodales tienen un rango de -105° a -133° lo que representa una solución de falla normal a oblicua normal-dextral. Los resultados obtenidos entonces iluminan una falla que no posee expresión superficial y que aún no ha sido descrita en la literatura, que es perpendicular a la falla Navarro.

En cuanto al lineamiento LS3 posee una dirección al noreste y se encuentran dos mecanismos focales (14 y 15) con rumbos aproximados de 240° y un buzamiento de 85° . Estos mecanismos muestran una solución de desplazamiento sinistral ($\text{rake} = 2^\circ - 12^\circ$). El lineamiento LS3 no ha sido reconocido en la literatura ni tampoco en el estudio de la geomorfología realizado en esta investigación.

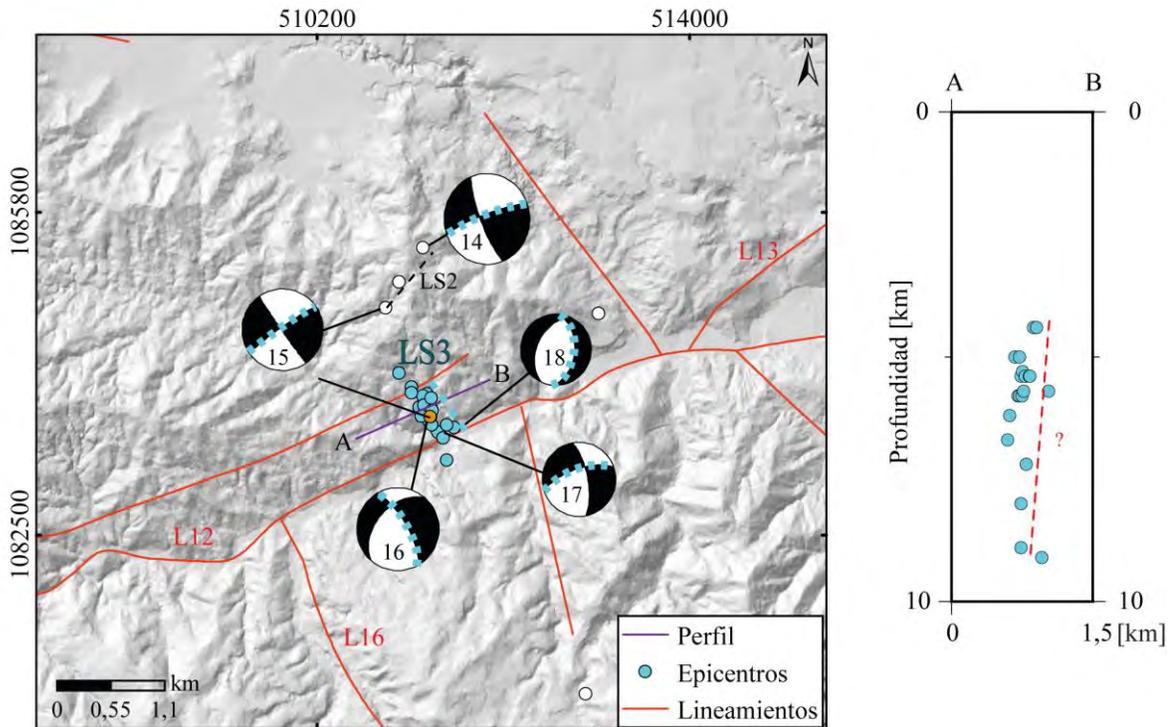


Figura 38. Mapa de sismos relocados mediante HypoDD del grupo 3 y perfil (A-B) con interpretación de la falla a profundidad (línea roja discontinua). Lineamiento sugerido de los sismos en planta (LS2 y LS3). Plano nodal seleccionado (línea celeste discontinua).

Grupo 4 (G4)

En el grupo 4 se incluyen dos grupos de sismos ubicados al norte y sur de la falla Cachí. En total G4 posee 23 sismos, con magnitudes M_w de 2,2 a 4,4 y profundidades de 2,8 a 9,6 km, cercanos al poblado de Cachí. Para esta zona se obtuvieron dos mecanismos focales (Cuadro 5, Figura 39).

Los epicentros del subgrupo de sismos del sector sur tienen una tendencia general a alinearse con dirección noroeste-sureste. El subgrupo del norte corresponde con un grupo de sismo ubicado prácticamente en la misma ubicación, por lo que no presente una tendencia en planta.

En el perfil elaborado con dirección suroeste-noreste (Figura 39), se puede interpretar a profundidad una falla con inclinación hacia el este, con la mayoría de los hipocentros entre los 4 y 7 km. El rumbo de esta falla podría ser cercano al rumbo noroeste-sureste (LS4) con una extensión aproximada de 2 km. Este rumbo propuesto concuerda con los mecanismos focales 31 y 32 (Cuadro 5) en donde el plano nodal de preferencia posee un rumbo de 318° y 158° , un buzamiento de 57° a 83° y un desplazamiento dextral a oblicuo normal-dextral (rake = -157° a -171°). Además, el lineamiento LS4 no ha sido reconocido en la literatura ni tampoco en el estudio de la geomorfología realizado en esta investigación.

En el caso de los sismos ubicados en el sector norte, estos podrían estar relacionados con la falla Cachí (L14). Debido a la solución del plano nodal con rumbo de 229° , buzamiento de 79° y ángulo de rake de 44° , concuerda con el rumbo de la falla Cachí (L14) con un desplazamiento oblicuo (inversa-sinistral).

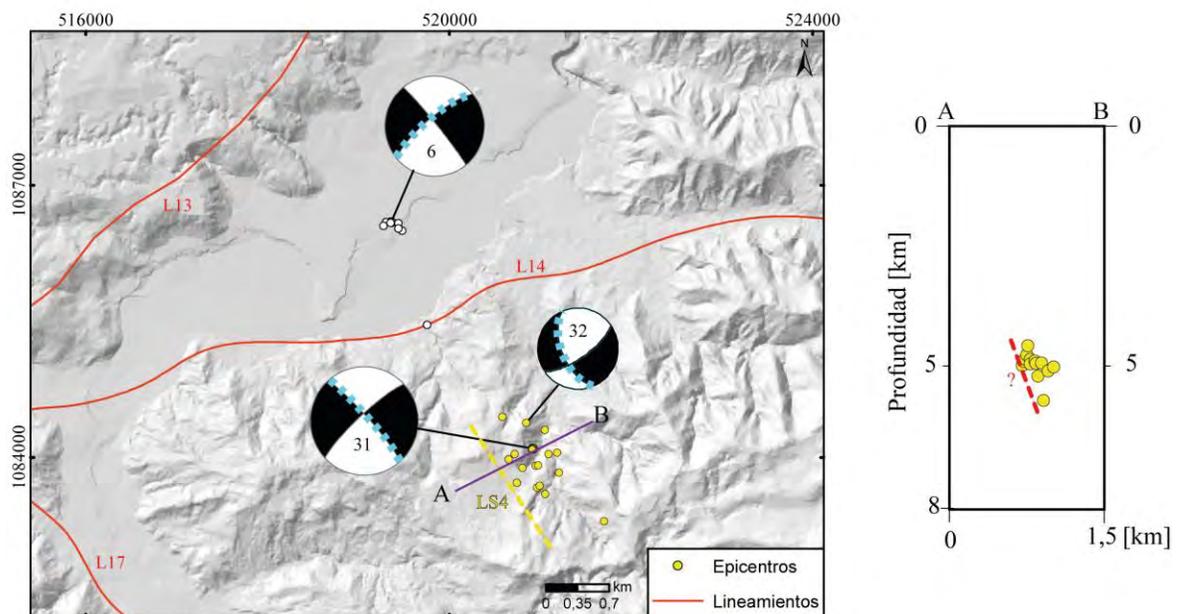


Figura 39. Mapa de sismos relocados mediante HypoDD del grupo 4 y perfil (A-B) con interpretación de la falla a profundidad (línea roja discontinua). Lineamiento sugerido de los sismos en planta (LS4). Plano nodal seleccionado (línea celeste discontinua).

Grupo 5 (G5)

De todos los grupos relocalizados, el grupo 5 es el que posee la mayor cantidad de sismos y profundidades mayores, con un total de 125 eventos, con magnitudes M_w de 2,2 a 4,2 y profundidades de 3,1 a 14,6 km, ubicados al sur del poblado de San Cristóbal Norte.

En la representación en superficie de los sismos de la Figura 40, se observa que estos se encuentran en el sector noroeste del lineamiento de falla Tarrazú (L15) y algunos en el sector noreste del lineamiento de la falla Navarro y presentan una tendencia al noreste.

Se realizó un perfil para observar los sismos a profundidad con un rumbo noroeste-sureste (Figura 40) y se obtiene una estructura a profundidad con un buzamiento al noroeste y un alto ángulo de inclinación. En vista a lo anterior se infiere que estos sismos pertenecen a la falla Tarrazú (L15), debido a que la orientación de los sismos y el plano de falla que concuerda con los mecanismos focales obtenidos y el rumbo propuesto para el lineamiento de falla Tarrazú.

En zona se obtuvieron cinco mecanismos focales (Cuadro 5) y con base en estos mecanismos se elige la solución que presentan rumbos cercanos a los 230° y que buzanan aproximadamente 70° - 80° . Estos mecanismos focales muestran una solución de desplazamiento sinistral ($\text{rake} = -2^\circ$ a -20°) y que concuerdan con la información obtenida del perfil de la Figura 40. En el sector norte se observa sismicidad dispersa asociada a la falla Navarro (L12).

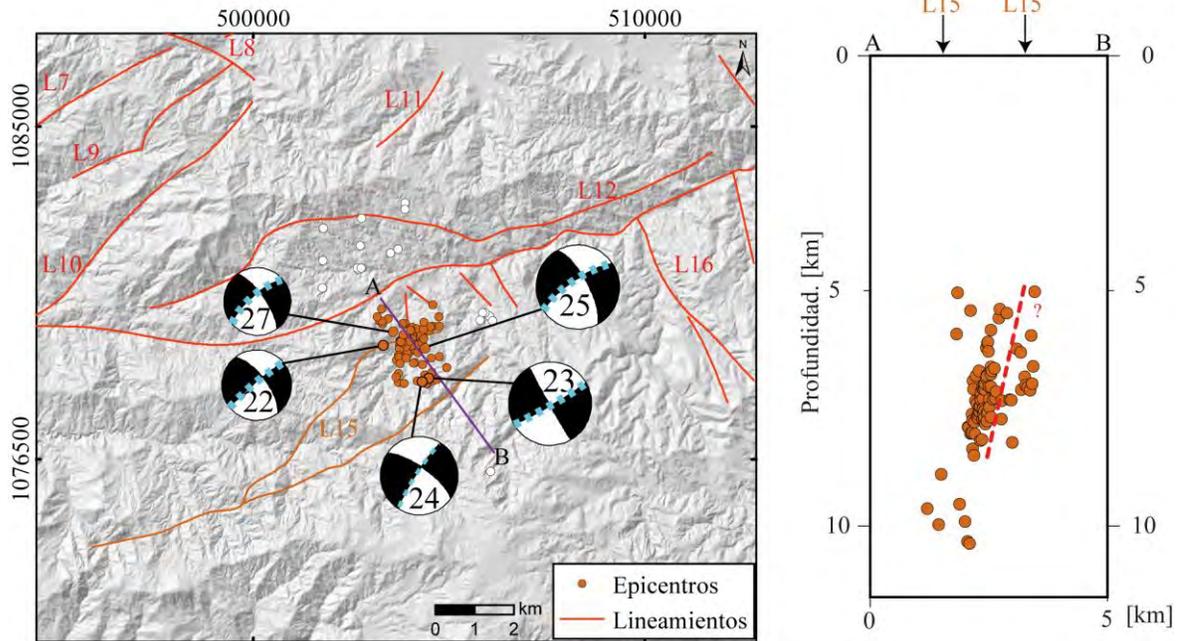


Figura 40. Mapa de sismos relocados mediante HypoDD del grupo 5 y perfil (A-B) con interpretación de la falla a profundidad (línea roja discontinua). Plano nodal seleccionado (línea celeste discontinua).

Grupo 6 (G6)

En el grupo 6 se localizaron 46 eventos, con magnitudes M_w de 2,2 a 3,6 y profundidades de 5,0 a 10,0 km (Figura 41). En la vista en planta de los sismos presentan una orientación este-oeste. Además, el lineamiento de la falla Queverí (L16) el más cercano a este grupo. Sin embargo, el perfil en profundidad de la Figura 41 no muestra que los sismos correspondan con esta falla, sino con un lineamiento que no presenta expresión superficial. Los hipocentros en profundidad se encuentran sub-verticales.

En el perfil la Figura 41 se encuentran dos grupos principales en la distribución de la sismicidad a profundidad, el primero a los 6,0 km y el segundo a los 10,0 km. Con base en esta información y los planos nodales seleccionado se determina que la falla posee un ángulo de inclinación de 70° a 85° , con un rumbo al noroeste y un desplazamiento dextral con componente inverso (Rake 151° y -158°).

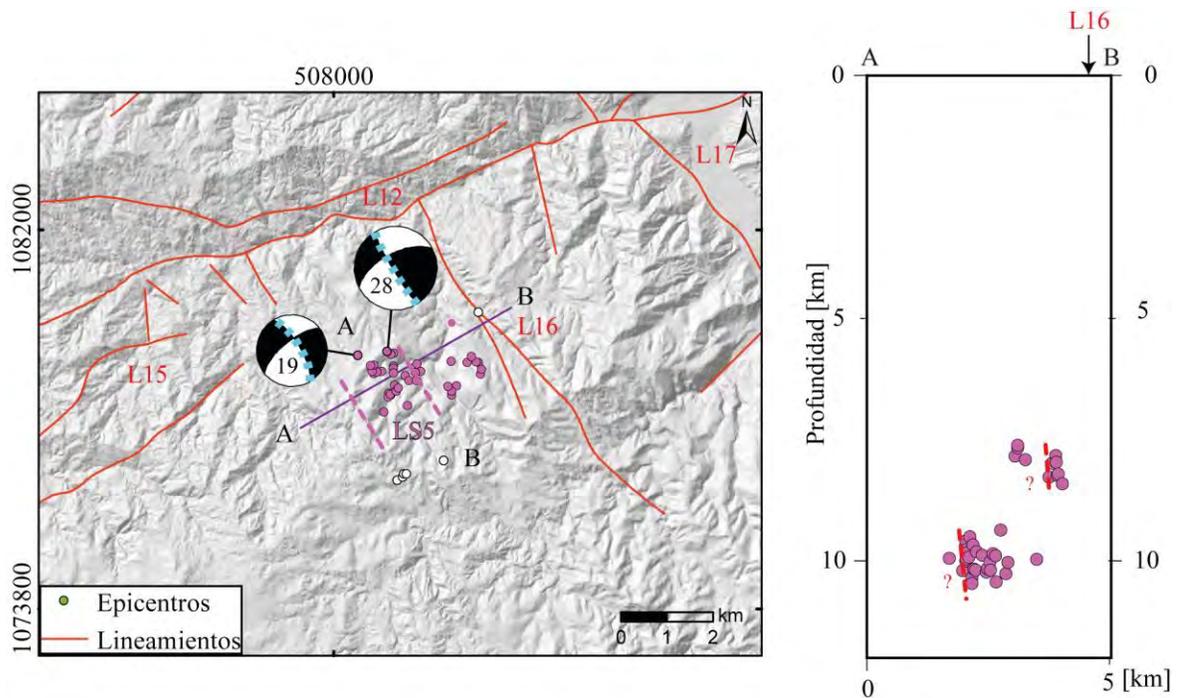


Figura 41. Mapa de sismos relocados mediante HypoDD del grupo 6 y perfil (A-B) con interpretación de la falla a profundidad (línea roja discontinua). Lineamiento sugerido de los sismos en planta (LS5). Plano nodal seleccionado (línea celeste discontinua).

Grupo 7 (G7)

El grupo 7 posee un total de 29 eventos, con magnitudes M_w de 2,4 a 3,9 y profundidades de 4,4 a 14,0 km. La distribución de los epicentros muestra una tendencia al noroeste (Figura 42), debido a esto se realizó un perfil perpendicular a esta dirección (Figura 42), en el que se puede observar algunos hipocentros entre 2 y 6 km y la mayoría entre 7 y 11 kilómetros. Se interpreta que existe una falla con un rumbo al noroeste con un ángulo de inclinación casi vertical.

El lineamiento más cercano a este grupo de sismos corresponde con la falla Queverí (L17) que se encuentra a 1km y posee la misma orientación que el grupo de sismos. Sin embargo, al ubicarse la sismicidad al este de esta falla y mostrarse los hipocentros como un lineamiento vertical, estos sismos no podrían de ser generados por la falla Queverí (L17), sino por una falla sin expresión superficial paralela (LS6).

El plano nodal elegido de los mecanismos focales (17 y 38) para esta falla (LS6) son los de rumbo 330° y 350° que presentan un buzamiento de 70° y corresponden con un movimiento oblicuo (normal-dextral) (rake = -133° y -156°).

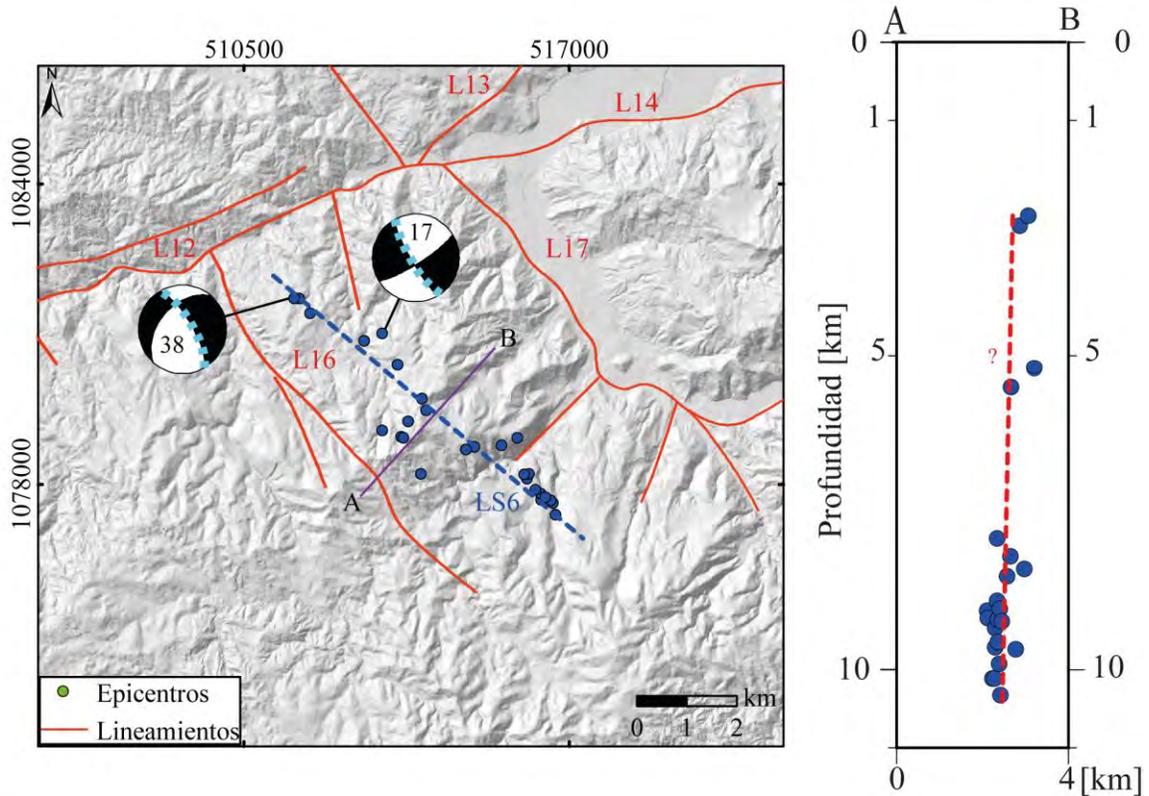


Figura 42. Mapa de sismos relocados mediante HypoDD del grupo 7 y perfil (A-B) con interpretación de la falla a profundidad (línea roja discontinua). Lineamiento sugerido de los sismos en planta (LS6). Plano nodal seleccionado (línea celeste discontinua).

4.4. Sismicidad aislada y lineamientos sin sismicidad asociada

En el área de estudio se presenta sismicidad aislada (sismos sin colores de la Figura 35) que no se relacionó con algún lineamiento y se obtuvieron mecanismos focales (Cuadro 5) de fallas que no se pueden describir ni con la sismicidad ni con la geomorfología. La mayoría de estos epicentros se encuentran en el sector central-oeste de la zona analizada en medio de las fallas Aguacaliente (L3) y Navarro (L13), estos sismos en su mayor parte presentan magnitudes de 1,8 a 3,0 Mw y no superan una magnitud de 3,4 Mw para el período de estudio analizado.

En el sector norte de Desamparados se observa un grupo de sismos que no se pueden asociar a ninguna traza de falla y se obtuvieron los mecanismos focales 29 y 30. Con un rumbo variable de 145° a 335° , un buzamiento de aproximadamente 85° y un desplazamiento sinistral a oblicuo (inverso – dextral). En las cercanías de la falla Aguacaliente y Ochomogo se presentan sismos que podrían estar relacionados con estas fallas.

Al oeste de la falla Guatuso (L6) se observa el mecanismo focal 9, correspondiente con un pequeño grupo de sismos cercanos a donde se ubicó el epicentro del terremoto que ocurrió el 13 de abril de 1910. El ángulo de rake obtenido para este mecanismo focal brinda dos posibles soluciones de falla (desplazamiento sinistral o dextral) y rumbos al noroeste o noreste.

Al noroeste de la falla Navarro (L12) se encuentran alrededor de 39 sismos aislados. En donde se obtienen los mecanismos focales 37, 33, 10 y 13. El mecanismo focal 37 se encuentra al sureste de la falla Tobosi (L7) aproximadamente 1 km, los sismos en este sector se encuentran alineados al noreste similar al rumbo de L7, por lo que el plano nodal que concuerda con este rumbo muestra una solución para una falla oblicua (inversa-sinistral) y podría estar relacionado con una falla sin expresión superficial, ya sea alguna falla sin identificar o la continuación de una de las fallas que se encuentran en la zona transtensiva de Tobosi.

En cuanto a los mecanismos focales 33 y 10, se encuentran en un grupo de sismos que presentan una lineación al noreste que podrían estar relacionados con la falla Navarro (L12) o la continuación de la falla Higuito (L11) y según el ángulo de rake obtenido (-13°), corresponde con una falla de desplazamiento sinistral. Por último, al norte del sector central de la falla Navarro (L12), se obtiene un mecanismo focal con un movimiento normal (rake = -89° y -91°) y que presenta un rumbo al noreste, por lo que se asocia a alguna falla sin identificar y que no presenta expresión superficial.

Además, la falla Capellades presenta una sismicidad muy baja con apenas tres sismos en el sector este de la falla. Por otra parte, los lineamientos L1, L2, L7, L8 y L13 no presentaron sismicidad en el periodo de estudio analizado.

5. SISMOTECTÓNICA Y POTENCIAL SÍSMICO

En este capítulo se incluye, para cada falla la determinación de la longitud, el rumbo promedio, la inclinación, el sentido de movimiento, el grado de actividad y el sismo máximo que podría generar. La descripción que se presenta está limitada a los segmentos de los sistemas de fallas ubicados dentro del área de estudio. Para la determinación del potencial sísmico se siguió la metodología indicada en la sección 1.5.2.

La Figura 43 contiene la interpretación de todos los lineamientos geomorfológicos del capítulo 3, clasificados ahora de acuerdo con su grado de actividad en fallas activas, neotectónicas y posiblemente neotectónicas.

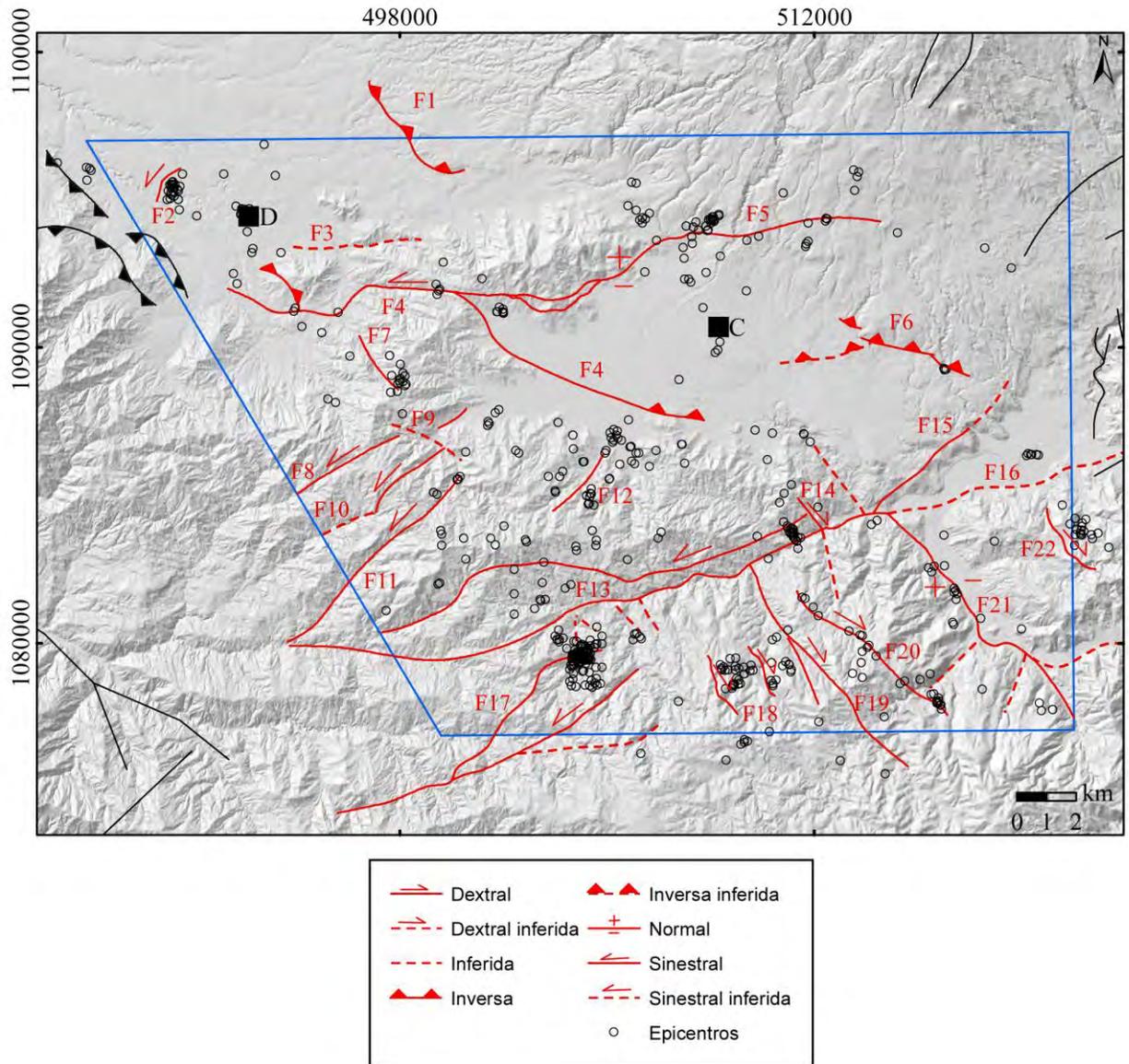


Figura 43. Mapa de fallas y lineamientos de la zona de estudio. Ciudades de Cartago y Desamparados representadas como cuadros en color negro demarcados como C y D respectivamente.

5.1. Falla Cipreses (F1)

El tramo de la falla Cipreses que se estudia en este trabajo transcurre desde el poblado de Cedros de Guadalupe con un rumbo $S28^{\circ}E$ hacia San Juan de Guadalupe y presenta una longitud de 3,7 km. Varios autores mencionan que se puede extender más hacia el norte, alcanzando 8 km de largo (Montero, 2001; Montero y Fernández, 2002; Montero et al., 2005; Denyer et al., 2009; Rodríguez, 2017).

Los rasgos geomórficos de la falla Ciepreses poseen una expresión desde moderada a débil, ya que transcurre sobre una zona densamente poblada. El lineamiento se encuentra compuesto por el desplazamiento en quebradas, cerros ondulados y escarpes de falla. Además, el sistema de drenaje presenta una dirección preferencial hacia el oeste con el encajonamiento en algunos de los ríos y quebradas, como las quebradas Mina y Granadilla y el río María Aguilar y Salitrillo.

En la zona norte de este lineamiento se observa una topografía plana a ondulada, con diferentes cerros aislados y elongados, los cuales presentan un rumbo noroeste a este-oeste con longitudes que varían de 600 m a 1 km. Estas geoformas poseen la misma dirección que las descritas por Fernández y Montero (2002) la cuales las relacionan con una secuencia de pliegues anticlinales y sinclinales, que se pueden asociar con una falla de propagación.

Para el período de estudio del presente trabajo no se detectó sismicidad que pueda ser asociada con esta falla. Sin embargo, Rodríguez et al. (2019) le asociaron sismicidad reciente y no descartan su relación con los eventos sísmicos de 1912 y 1933. Además, Fernández y Montero (2002) describen la falla Cipreses como activa debido al desplazamiento de capas de suelo al norte de la localidad de San Juan. El potencial sísmico para la longitud de esta falla ubicada dentro del área de estudio es Mw 5,7, sin embargo, el potencial determinado para toda su longitud es mucho mayor, de Mw 5,9-6,5 (Rodríguez et al, 2019).

5.2. Falla Desamparados (F2)

Esta falla se define por primera vez en este trabajo y corresponde con un lineamiento de sismicidad sin expresión geomorfológica superficial ubicado al noreste de la ciudad de Desamparados. El trazo de la falla se infiere según la distribución epicentral de los sismos del grupo 1 (Figura 36) y corresponde con una falla que presenta un buzamiento vertical y un rumbo N70°E. Su longitud se infiere con una extensión mínima de 2 km de acuerdo con los epicentros localizados en este sector. Según los mecanismos focales obtenidos en el grupo 1 (Cuadro 5) presenta un movimiento desplazamiento oblicuo normal-sinistral. Se considera como activa, pero se desconoce su longitud total, por lo que no se puede calcular con exactitud su potencial sísmico. Aun así, esta falla ha generado sismos de Mw 3,5 y se

encuentra cercana a las fallas Río Azul y Aguacaliente, que tiene el mismo movimiento y presenta un potencial Mw de 6,6.

5.3. Falla Río Azul (F3)

La falla Río Azul presenta un rumbo este-oeste. Se extiende desde el sector ubicado al norte de Loma Salitral en Desamparados hasta el suroeste de Tres Ríos de Cartago. Su longitud ronda los 5 km. El sector oeste de la falla presenta lineamientos de expresión moderada compuestos por quebradas desplazadas; su expresión superficial hacia el este es débil a nula debido a que transcurre por la ciudad de Desamparados, hasta llegar al sector del escarpe ubicado al sur del poblado de Río Azul, con una altura de 90 metros, acompañado por quebradas desplazadas y un valle lineal.

No se observa sismicidad asociada a esta falla. Aun así, algunos autores le asignan sismicidad: Montero et al. (2005) la consideran responsable del temblor de San Diego del 21 de febrero de 1912 y ubican su epicentro en el sector oeste de la falla Río Azul, mientras que Fernández y Montero (2002) ubican el sismo en el sector este de la falla y le asignan una magnitud de 5,0 – 5,5 Ms. Además, Fernández y Montero (2002) mencionan la existencia de dos enjambres sísmicos ocurridos en junio y octubre de 1994 los cuales asocian con la falla Aguacaliente, sin llegar a descartar la posible actividad de otras fallas cercanas a los epicentros, como es el caso de la falla Río Azul. Esta falla posee desplazamiento sinistral (Fernández y Montero, 2002) y se considera como una falla potencialmente activa, tiene el potencial de generar sismos de Mw 5,9.

5.4. Falla Aguacaliente (F4)

La falla Aguacaliente posee un rumbo variable entre este-oeste y este-noreste, con una longitud aproximada de 18,9 km. El trazo principal de la falla inicia al oeste de la loma Salitral en Desamparados. En este sector la falla se divide en dos trazos: uno con orientación noroeste y caracterizado por un escarpe que atraviesa la Loma Salitral y el segundo trazo continúa hacia el este por medio de un valle lineal, que se ubica en medio de los cerros loma Salitral y Alto Juan Dolores. En el sector este, la falla presenta un lineamiento moderado expresado geomorfológicamente como quebradas desplazadas, cerros aislados (Loma Salitral y Alto Juan Dolores), escarpes y valles lineales.

La existencia de estos cerros aislados se explica por el desplazamiento sinistral a lo largo de la falla Aguacaliente, provocando la formación de un valle encerrado entre Higuito y Guatuso. Posteriormente, al este al salir al valle de Coris se subdivide en dos trazas: Aguacaliente y Ochomogo.

La traza de la falla Aguacaliente al salir al valle de Coris posee un rumbo al sureste, junto con una expresión geomorfológica moderada, compuesta por sillas de falla y un lomo de cerdo. Posteriormente al acercarse a la ciudad de Cartago su expresión se vuelve débil a nula esto. Esto último debido a que como lo indican Montero y Kruse (2006) el sistema de drenaje en el valle de Coris ha sido muy alterado por el ser humano, los cauces originales de varias de las quebradas han sido convertidos en canales de trazo rectilíneo, además de estar cubiertos por sedimentos del Cuaternario. Es importante mencionar que estos autores ofrecen una descripción más detallada del trazo de la falla Aguacaliente en este sector.

Además, Woodward y Clyde (1993) reportan la excavación de dos trincheras exploratorias a lo largo de dos posibles trazas de la falla Aguacaliente en el valle de Coris, ubicado en las lomas al sur de Cartago, donde determinan que este sector de la falla corresponde con un frente de falla inversa inclinado al norte con componente sinistral. Además, Montero et al. (2013), mencionan que la falla Aguacaliente continúa al noreste mediante un relevo transpresivo ubicado entre el sur de la ciudad de Cartago y el norte de la ciudad de Paraíso, donde conectaría con la falla Capellades, sin embargo, para el periodo de estudio no se observa sismicidad suficiente en la zona de intersección de estas dos fallas que presenten indicios de esta continuación.

Durante el periodo estudiado en este trabajo, a lo largo de la falla Aguacaliente la sismicidad es relativamente baja, presentando una mayor cantidad de sismos en el sector oeste y disminuyendo hacia al este, hasta ser casi nula en el sector sur de la ciudad de Cartago (Figura 43). Debido a la sismicidad y a sus características geomorfológicas se considera una falla activa y tiene un potencial sísmico de 6,6 Mw.

5.5. Falla Ochomogo (F5)

Esta falla pertenece al sistema de fallas Aguacaliente e inicia al empezar el valle de Coris en Cartago. Posee un rumbo promedio este-oeste, con una extensión aproximada de

15 km. Presenta un lineamiento moderado a prominente, ya que a lo largo de la falla se pueden apreciar facetas triangulares, sillas de falla y desvíos de divisorias.

En el sector oeste, al norte de Coris, la traza de la falla se divide en dos secciones, que presentan una longitud de 2,5 km. Hacia el sector este, la falla vuelve a tener un solo trazo y una expresión moderada a débil, ya que se encuentra recubierta por el material proveniente de la actividad volcánica del Cuaternario y la erosión del mismo, lo que dificulta interpretar evidencias de deformación. En este sector se evidencian seis quebradas desplazadas. El movimiento más significativo de este sector se da en el río Reventado con un desplazamiento izquierdo de 120 metros.

Se observa una alta actividad sísmica en esta zona de falla, con un total de 58 sismos, la mayoría de los cuales se concentra a profundidades de 5-7 km. De este grupo se obtuvieron seis mecanismos focales de buena calidad (Grupo 2, Figura 37). Estos mecanismos presentan una tendencia general con rumbos aproximados de 230° y un ángulo de buzamiento sub-vertical, que coincide con los planos de falla observados en el perfil a profundidad (Figura 37) y el rumbo propuesto de esta falla. Además, con los ángulos de rake obtenidos de -16° a -19° , se infiere un desplazamiento de rumbo sinestral para esta falla.

este de la falla se desconoce su continuidad ya que no se observan evidencias geomorfológicas que posibiliten continuar su trazo, debido a la presencia de la actividad volcánica del Cuaternario y la erosión, pero no se descarta su unión con otras fallas adyacentes. Además, en ese sector se presenta una sismicidad muy baja para el período de estudio analizado, ya que solo se localizan tres sismos en este sector. Montero y Kruse (2006) habían planteado dos posibles alternativas para continuar la falla Aguacaliente al este de Cartago, una de las cuales sería de un rumbo NE y otra de un rumbo aproximado E-W. Además, estos autores señalan la posibilidad de que los valles de Coris y Guarco presenten un origen tectónico, sugiriendo que forman parte de un pull-apart bordeado por la falla Aguacaliente, en el sector sur, y por una falla en el sector norte, la cual sería de componente normal y correspondería con la estructura descrita como falla Ochomogo por Montero et al. (2013) y observada en este trabajo.

En cuanto al grado de actividad se considera como una falla activa y podría generar un sismo máximo de 6,5 Mw, aunque de extenderse su longitud o de conectarse con fallas adyacentes, este potencial sísmico podría aumentar.

5.6. Falla Capellades (F6)

Esta falla se divide en dos segmentos, el primer segmento posee una longitud de 3,2 km con un rumbo aproximado de N23°E y transcurre en las cercanías de las localidades de Pacayas y Capellades, en este sector posee lineamientos moderados, tales como tres escarpes con aproximadamente 100 metros de altura cada uno observados en la Colada de Cervantes.

La segunda traza posee un rumbo S80°O, con una longitud de 5,4 km. Muestra un lineamiento débil a moderado, ya que se asume el trazo debido a las lomas ubicadas al sureste de la ciudad de Cartago, que poseen una orientación noroeste y cuyo origen se explica mediante el movimiento de las fallas Aguacaliente y Capellades.

Montero et al., (2013) indican que la falla Capellades se une con la falla Ochomogo a través de un relevo transtensivo, y con la falla Aguacaliente por medio de un relevo transpresivo que ha originado fallas y pliegues orientados en una dirección este-oeste, los cuales también fueron observados en este trabajo (Figura 13), cercanos a la convergencia entre la falla Aguacaliente y Capellades. Esta falla se extiende hasta el suroeste del volcán Turrialba y puede llegar a alcanzar los 15,6 km (Linkimer 2003; Montero et al., 2013).

Para el periodo de estudio analizado se observa una sismicidad muy baja para esta falla. La mayor cantidad de sismos se observan al oeste de la falla, con apenas un grupo de tres sismos. Montero et al. (2013) realizan una recopilación que se extiende hasta el siglo XIX, y estos autores aseguran que no han logrado relacionar ningún sismo destructivo con la traza de la falla Capellades. Además, en los últimos 35 años solo han logrado asociar tres sismos con la traza de la falla Capellades, por lo cual puede calificarse como una falla activa con muy baja sismicidad.

El sismo máximo que podría generar esta falla es de 5,7 a 5,9 en el sector del área de estudio. Si se toma en cuenta la longitud acumulada de esta falla puede llegar a generar sismos

de una magnitud Mw 6,5 (Rodríguez, 2017). La falla Capellades presenta un desplazamiento de rumbo sinistral con componente inverso (Montero et al., 2013).

5.7. Falla Guatuso (F7)

Corresponde con una falla de expresión moderada ubicada al sur del poblado de Guatuso de Patarrá y que discurre sobre la quebrada Tanque. Su rumbo es S35°E y posee una longitud de 4,5 km. Se considera como una falla activa debido a que presenta sismicidad asociada en el sector sur de la falla (Figura 43). El potencial sísmico de esta falla se calcula en 5,9 Mw.

5.8. Falla Tobosi (F8)

La falla Tobosi se encuentra ubicada al oeste del poblado de Tobosi en Cartago, posee longitud aproximada de 5,2 km y un rumbo S80°O. Su expresión es moderada, compuesta por un valle lineal, sobre la quebrada Molina, desvío de quebradas y escarpes.

Araya et al. (2015) consideran la zona transtensiva de Tobosi como una estructura activa y la responsabilizan del enjambre sísmico ocurrido entre el 9 de diciembre del 2011 y el 28 de febrero del 2012 (Figura 29). Dicha secuencia presentó 22 temblores con magnitudes que oscilaron entre los 2,4 a 3,9 Mw y profundidades de 0,6 a 8,2 km. Además, los autores señalan que esta falla presenta movimiento sinistral con una componente normal y planos de fallas sub-verticales. Durante el período de estudio analizado solo se observa sismicidad en el sector este de la falla. Según sus características geomorfológicas y sísmicas se considera una falla activa que podría llegar a generar un sismo de 6,0 Mw.

5.9. Falla El Guarco (F9)

Este trazo de falla posee una expresión débil en los alrededores del pueblo El Guarco, con un rumbo S45°E y se infiere que desplaza la falla Tobosi, de manera dextral, lo cual concuerda con el régimen de esfuerzos y el movimiento de las fallas que poseen un rumbo noroeste para este sector del área de estudio. Posee una longitud de 2,7 km y su expresión geomorfológica es moderada, constituida por un valle lineal. Para el periodo de tiempo estudiado, no presenta sismicidad asociada; aun así, como se considera que se desplaza a la falla Tobosi, se puede considerar como potencialmente activa y con un potencial sísmico de 5,6 Mw.

5.10.Falla Tablón (F10)

Esta falla tiene una longitud aproximada de 5 km y se encuentra cerca del poblado de Corralillo. Su expresión es moderada e incluye valles lineales, escarpes y quebradas desplazadas. No se observa sismicidad asociada a esta falla. No se observa sismicidad asociada a esta falla, sin embargo, Woodward y Clyde (1993) la consideran potencialmente activa. Esta falla presenta movimiento sinistral con una componente normal El sismo máximo que podría generar esta falla es de 5,9 Mw.

5.11.Falla Alumbre (F11)

La falla Alumbre inicia en las cercanías del poblado de Coralillo de Cartago. Presenta un rumbo de N40°E, con un lineamiento moderado compuesto por valles lineales, sillas de falla, quebradas desviadas y escarpes, para una longitud aproximada de 8 km.

Alguna de la sismicidad ubicada al oeste y sur de esta falla, se puede asociar con este trazo. Según Araya et al. (2015), esta falla presenta movimiento sinistral con una componente normal, además posee un plano de falla sub-vertical. Se considera como una falla activa con baja sismicidad, el sismo máximo que podría generar es de 6,2 Mw.

5.12.Falla Higuito (F12)

Se encuentra cercano al poblado de Higuito de Cartago. Este lineamiento presenta un rumbo N45°E, con una longitud aproximada de 2,5 km. Posee una expresión moderada compuesta por un valle lineal. En el sector oeste de esta falla se observa una importante secuencia sísmica, la cual se relaciona con esta falla, por lo que se considera activa. Además se determina que el mecanismo focal 34 (Cuadro 5), pertenece a esta falla debido a su orientación del plano nodal y la cercanía que presenta, el cual brinda un buzamiento de 73° y un movimiento sinistral. El sismo máximo que podría generar esta falla es de 5,6 Mw

5.13.Falla Navarro (F13)

El trazo de esta falla inicia cerca del poblado de San Cristóbal Norte, en donde se localizan dos trazas. Una al norte, en donde la traza tiene un rumbo N70°O, una longitud de 6 km y presenta una expresión moderada, conformada sobre todo por valles lineales y escarpes. El segundo trazo tiene una longitud de 12 km y muestra una expresión de moderada

a fuerte, constituida por valles lineales, un cauce abandonado, sillas de falla, terrazas aluviales levantadas, faceta triangular y cauces descabezados.

Se obtuvieron estrías de fallas cerca del poblado de La Estrella, que fueron analizadas en los apartados anteriores y concuerdan con la dirección de la falla Navarro y algunas direcciones con trazas perpendiculares a esta, a las cuales se les asocia sismicidad en el presente estudio (Figura 20 y Figura 22). Además, se observa una zona de falla afectando a la formación La Cruz, de edad Mioceno Superior de 8,3 Ma (Bellon y Tournon, 1978), así como los productos de la erosión de esta formación y depósitos del Cuaternario en la quebrada Bonita, lo cual indica que es una falla que se encuentra activa.

El valle donde se ubica el poblado de la Estrella se interpreta como una zona de deformación muy amplia (3 km) producto de la actividad de la falla Navarro. Al salir del valle del río Navarro, la falla Navarro cambia a un rumbo entre N40-65°E, y a partir de este cambio de rumbo se le denomina falla Paraíso. La zona de cambio de rumbo incluye varias trazas de falla que suavizan este cambio de orientación y a su vez originan una transtensión local, la cual define el ápice oeste de la zona de depresión Ujarrás, donde afloran una serie de terrazas asociadas con la confluencia del río Aguacaliente con los ríos Navarro y Grande de Orosi (Montero et al., 2016).

La mayor concentración de sismos se encuentra en el sector oeste de esta falla, mientras que en la parte central existe un sector que no presenta actividad sísmica asociada en el periodo analizado. Por último, en la parte oeste, en la zona de cambio de rumbo de la falla Navarro, se observa una secuencia sísmica importante que fue analizada en el apartado anterior de sismología en el Grupo 3 (Figura 38).

El grupo parece estar asociado a una falla ciega transversal a la falla Navarro, aunque no se descarta la posibilidad de que algunos de estos sismos se puedan relacionar con esta última. De acuerdo con Montero et al. (2016), esta falla presenta actividad sísmica importante en el periodo 1973-2015, además se le pueden asociar algunos sismos importantes, como el ocurrido el 22 de agosto de 1951 y el de Frailes de 1991 (Figura 29).

La falla Navarro presenta un movimiento de tipo sinistral con una orientación promedio de N60°E y un alto ángulo de inclinación (Salazar et al., 1992; Montero et al., 1998; Montero, 2001; Fernández y Montero, 2002; Montero, 2003; Linkimer, 2003). Además, diferentes autores como Salazar et al. (1992) y Montero (2001), mencionan que esta falla puede presentar una componente normal a nivel local. El potencial sísmico para este sector de la falla es de Mw 6,4. Pero podría ser mayor si se unen los segmentos de las fallas falla Navarro, Paraíso, Cachí, Urasca y la Maravilla. En conjunto el sistema de fallas posee 115 km de longitud y suponiendo que ocurra una ruptura de toda la falla puede generar un sismo de 7,5 Mw y se le considera como una falla activa.

5.14.Falla Muñeco (F14)

Se encuentra cerca del poblado de Muñeco de Navarro, al oeste del río Navarrito, No presenta expresión superficial, pero se infieren su longitud y orientación gracias a la sismicidad del Grupo 3 (Figura 38).

Presenta una orientación N35°O y una longitud mínima aproximada de 1 km. En esta zona se localiza sismicidad con los epicentros alineados al rumbo de la falla; no se observa una tendencia general de los sismos en profundidad, ya que estos se encuentran localizados en un grupo a una profundidad cercana a los 5 km. El mecanismo focal obtenido brinda información acerca del plano de falla asociado a estos sismos, el cual es de rumbo aproximados de 240° y un buzamiento de 85°. Se caracteriza por un movimiento oblicuo normal dextral. Esta falla se cataloga como una falla activa y el sismo máximo que podría generar es de 5,2 Mw, si se considera solamente la longitud que ha generado sismos en la última década.

5.15.Falla Paraíso (F15)

Esta falla es la continuación de la falla Navarro al salir del valle del mismo nombre, hacia el este. Posee un rumbo aproximado N50°E y una extensión de 6,2 km. Presenta un lineamiento moderado a débil; en el sector oeste se observan dos niveles de terrazas aluviales del río Aguacaliente que presentan una leve disectación.

Montero et al. (2016) muestra varias trazas con movimiento sinistral y algunas también con una componente normal, las cuales definen el borde oeste de la depresión de Ujarrás.

Además, estos autores le asocian actividad sísmica. Sin embargo, para el presente estudio no se reportó actividad sísmica relacionada con esta falla. Pero debido a que se define como la continuidad con la falla Navarro y con actividad sísmica previa asociada por Montero et al. (2016), se considera como una falla potencialmente activa. El sismo máximo que podría generar es 6,0 Mw.

5.16.Falla Cachí (F16)

Posee una longitud de 6,5 km y un rumbo aproximado de N75°E. Inicia al oeste cerca de la unión del río Navarro con el río Aguacaliente y se extiende al este hacia el poblado de Cachí en Cartago, constituyendo el sector sur de la depresión de Ujarrás.

Esta zona de depresión fue rellenada también con depósitos volcánicos relacionados con la actividad del macizo volcánico del Irazú, sobresaliendo la colada de lava de Cervantes Oriental (Alvarado y Vega, 2013). Este trazo de falla presenta un movimiento predominante sinistral y es considerado como un segmento inactivo de la falla Navarro por Montero et al. (2016). Sin embargo, en el presente trabajo se observa sismicidad en la depresión de Ujarrás y en sectores cercanos a la falla Cachí, por lo que algunos sismos se podrían relacionar con esta falla y catalogarse como falla activa. El sismo máximo que podría 6,1 Mw.

5.17.Falla Tarrazú (F17)

La falla Tarrazú se encuentra constituida por varias trazas, ubicadas en el sector sur de la zona de tracción Estrella y al este del poblado de Sierra. Se caracteriza por poseer valles lineales, sillars de falla, escarpes y desvíos de drenajes, presenta un rumbo S50°O y en el sector oeste termina contra la falla Jaris. Además, posee una longitud de aproximadamente 17 km

La falla Tarrazú se considera activa, en este sector se concentra el enjambre sísmico más importante del área de estudio con un total de 125 sismos (Grupo 5, Figura 40), con magnitudes de 2,2 a 4,2 Mw y profundidades que varían de 3,1 a 14,6 km. Los mecanismos focales del grupo 5, muestran una solución de desplazamiento sinistral para esta falla. El potencial máximo de un evento para esta falla es de 6,6 Mw.

5.18.Falla Sombrero (F18)

Esta falla se define por primera vez en este trabajo y corresponde con un lineamiento de sismicidad sin expresión geomorfológica superficial que transcurre en las cercanías del río Sombrero. Esta falla consta de dos trazos con un rumbo S31°E que se infieren según la distribución epicentral e hipocentral de los sismos del grupo 6 (Figura 41) y corresponde con una falla que presenta un buzamiento sub-vertical y un desplazamiento dextral con componente inverso. Su longitud se infiere con una extensión mínima de 2 km en cada segmento según los epicentros localizados en este sector. Se considera como activa y posee un potencial sísmico de 5,5 Mw.

5.19.Falla Queverí (F19)

Los trazos de la falla Queverí pueden llegar a alcanzar en total los 11,2 km de longitud. Consiste principalmente de escarpes, valles lineales y sillas de falla. Se le puede asociar la sismicidad ubicada al este de esta falla, de inclinación sub-vertical (Figura 43), por lo que se considera activa. El sismo máximo que podría generar es de 6,3 Mw.

5.20.Falla Naranjo (F20)

Esta falla se encuentra ubicado al este de la falla Queverí, posee una longitud mínima de 6,4 km, con un rumbo N10°-30°O. Esta falla no presenta expresión superficial, pero se define mediante el análisis sismológico del grupo 7, en el cual se observa una falla con un buzamiento sub- vertical y con un movimiento oblicuo (normal-dextral). Además, se desconoce si existe alguna conexión con el trazo de la falla Queverí. Se considera activa y tiene un potencial sísmico de generar un sismo de 6,1 Mw.

5.21.Falla Orosi (F21)

Se encuentra ubicada en la sección occidental de la localidad de Orosi. En su extremo noroeste, esta falla es cortada por la falla Navarro (segmento Paraíso), la cual incluso genera un desvío sinistral. La falla posee una orientación promedio de N40°O y una longitud de 13,9 km. Además, Salazar (2011) indica que la falla podría extenderse por al menos 3 km hacia el noreste de la ciudad de Orosi, a lo largo del río Palomo, hasta el poblado de Tapantí. Montero et al. (2013) proponen longitud de alrededor de 16 km.

Denyer et al. (2009) sugieren un movimiento predominantemente normal (bloque oeste levantado) con una componente dextral. Posee lineamientos moderados a fuertes entre ellos se pueden observar un cerro aislado, como facetas triangulares y valle lineal. En la zona se observa sismicidad asociada a este fallamiento. El sismo máximo que podría generar esta falla para la zona de estudio es de 6,4 Mw.

5.22. Falla Oro (F22)

Esta falla se define por primera vez en este trabajo y corresponde con un lineamiento sin expresión geomorfológica superficial ubicado al sur de la falla Cachí, específicamente en el río Oro. El trazo de la falla se infiere según la distribución epicentral de los sismos del grupo 4 (Figura 39) y corresponde con una falla que presenta un buzamiento al oeste y un rumbo N42°O. Su longitud se infiere con una extensión mínima de 1,5 km según los epicentros localizados en este sector. Según los mecanismos focales obtenidos en el grupo 4 (Cuadro 5) presenta un movimiento desplazamiento oblicuo normal-dextral. Se considera como activa y posee un potencial sísmico de 5,4 Mw

Cuadro 7. Principales características de las fallas y los lineamientos del área de estudio. ND significa no determinado.

Nombre	Longitud (km)	Rumbo promedio	Inclinación	Sentido de movimiento	Expresión superficial	Grado de actividad	Sismicidad asociada	Sismo máximo (Mw)
Cipreses (F1)	3,7-14	S28°E	ND	Inversa	Moderada	Neotectónica	No	5,9-6,5 (Rodríguez, 2017)
Desamparados (F2)	2	N70°E	Vertical	oblicuo normal-sinistral	No posee	Activa	Sí	ND
Río Azul (F3)	5	este-oeste	ND	Sinistral	Débil	Neotectónica	No	5,9
Aguacaliente (F4)	18,9	N70-80°E	ND	Sinistral	Moderada	Activa	Sí	6,6
Ochomogo (F5)	15	N50°-60°E	Sub-Vertical?	Sinistral	Moderado a fuerte	Activa	Sí	6,5
Capellades (F6)	3,2 - 5,4	N23°E y S80°O	ND	Sinistral con componente inverso	Moderado a fuerte	Activa	Sí	5,7 a 6,5 (Rodríguez, 2017)

Nombre	Longitud (km)	Rumbo promedio	Inclinación	Sentido de movimiento	Expresión superficial	Grado de actividad	Sismicidad asociada	Sismo máximo (Mw)
Guatuso (F7)	4,5	S35°E	ND	ND	Moderado	Activa	Sí	5,9
Tobosí (F8)	5,2	S80°O	Sub-vertical	Sinistral con una componente normal	Moderado	Activa	Sí	6,0
Guarco (F9)	2,7	S45°E	ND	Dextral?	débil	Neotectónica ?	No	5,6
Tablón (F10)	5	S60°O	Sub-vertical	Sinistral con una componente normal	Moderado	Activa	No	5,9
Alumbre (F11)	8	N40°E	Sub-vertical	Sinistral con una componente normal	Moderado	Activa	Sí	6,2
Higuito (F12)	2,5	N45°E	Sub-vertical?	Sinistral	Moderado	Activa	Sí	5,6
Navarro (Totalidad de la falla) (F13)	115	N70°O	Vertical?	Sinistral	Moderado a fuerte	Activa	Sí	7,5 (Rodríguez, 2017)

Nombre	Longitud (km)	Rumbo promedio	Inclinación	Sentido de movimiento	Expresión superficial	Grado de actividad	Sismicidad asociada	Sismo máximo (Mw)
Navarro (Sector Cental) (F13)	12	N70°O	Vertical?	Sinestral	Moderado a fuerte	Activa	Sí	6,4
Muñeco (F14)	1	N35°O	35°	Oblicuo normal dextral	No posee	Activa	Sí	5,2
Paraíso (F15)	6,2	N50°E	ND	Sinestral con componente normal	Moderada a débil	Activa	No	6,0
Cachí (F16)	6,5	N75°E	Sub-vertical?	Sinestral	Moderada	Activa	Sí	6,1
Tarrazú (F17)	18	S50°O	Sub-vertical	Sinestral	Moderada	Activo	Sí	6,6
Sombrero (F18)	2	S31°E	Sub-vertical	Oblicuo inverso-dextral	No posee	Activa	Sí	5,5
Queverí (F19)	11,2	S60°-80°O	Sub-vertical?	Dextral?	Moderada a fuerte	Activa	Sí	6,3
Naranjo (F20)	6,4	N10°-30°O	Sub-vertical	Normal con componente dextral	No posee	Activa	Sí	6,1
Orosí (F21)	13,9	N40°O	-	Normal con componente dextral	Moderado a fuerte	Activa	Sí	6,4

Nombre	Longitud (km)	Rumbo promedio	Inclinación	Sentido de movimiento	Expresión superficial	Grado de actividad	Sismicidad asociada	Sismo máximo (Mw)
Oro (F22)	1,5	N42°O	-	Oblicuo normal-dextral	No posee	Activa	Sí	5,4

6. SUSCEPTIBILIDAD A LA INESTABILIDAD DE LADERAS

El análisis la susceptibilidad de laderas se realizó a partir del uso de sensores remotos, el método Mora-Vahrson 1994 modificado y comprobación de campo. Con base en los estudios realizados anteriormente se identificaron y clasificaron los procesos gravitacionales según el mecanismo del movimiento (véase el apartado 1.5.3).

Los procesos de inestabilidad de laderas son igualmente denominados procesos gravitacionales, procesos de remoción en masa, o en un sentido general, se conocen también como deslizamientos (Alcantara, 2000). Los procesos de remoción en masa ocurren debido a la interacción de procesos internos y externos (Terzaghi, 1950; Selby, 1993). Las causas externas son todas aquellas que producen un incremento en la tensión o esfuerzos, pero no en la resistencia de los materiales, en tanto que las causas internas son las que disminuyen la resistencia de los materiales sin cambiar la tensión o esfuerzos (Alcantara, 2000).

Entre los cambios de tipo externo se pueden mencionar; erosión, socavamiento, incisión de un río, excavaciones artificiales, sismos, vibraciones por explosiones, además de la intensidad y duración de las precipitaciones. Mientras que las de carácter interno se relacionan con la transformación de los materiales a través de movimientos progresivos, como por ejemplo expansiones laterales, fisuras, procesos de intemperismo y erosión (Alcantara, 2000).

6.1. Identificación y clasificación de los procesos gravitacionales

En este apartado se elabora una base de datos que concentra los movimientos en masa identificados a través de la interpretación de las fotografías aéreas y trabajo de campo. Se analizan las formas del relieve originadas por el desplazamiento de los materiales en las laderas que ocurren por la acción de la gravedad.

La clasificación de los procesos de remoción en masa más aceptada y aplicada a nivel internacional se basa en el mecanismo del movimiento, de manera general, se dividen en caídas o desprendimientos, vuelcos o desplomes, deslizamientos, expansiones laterales,

flujos y movimientos complejos (Alcantara, 2000). De esta manera se identificaron un total de 127 procesos de remoción en masa, los cuales en su totalidad abarcan una superficie de 24,98 km² (Figura 44).

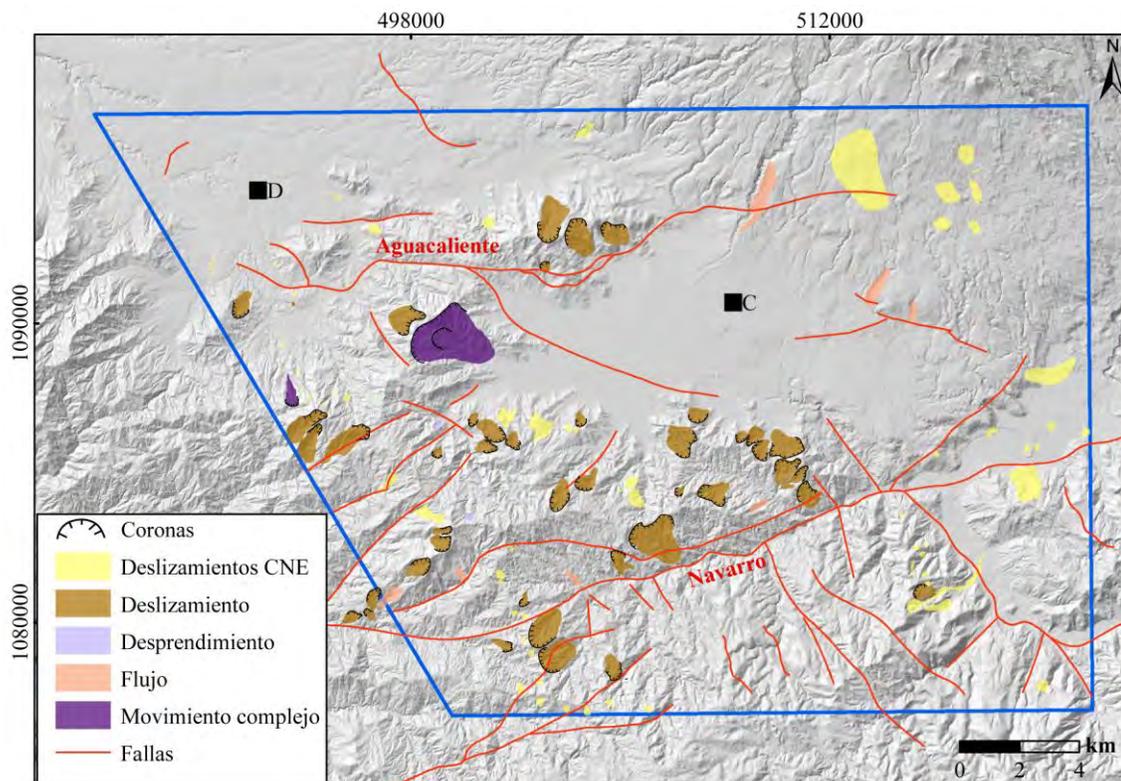


Figura 44. Mapa de procesos de remoción en masa. Ciudades de Cartago y Desamparados representadas como cuadros en color negro demarcados como C y D respectivamente.

Con base en el inventario de procesos gravitacionales, se analizó la distribución de la ocurrencia de los movimientos de ladera con las unidades geológicas donde ocurren, esto con el propósito de identificar aquellas unidades más susceptibles a los procesos de remoción en masa. Se evalúa la cantidad porcentual de procesos de remoción en masa por unidades geológicas, para así obtener el porcentaje del total de área desplazada en cada unidad.

En el Cuadro 8 se observa la cantidad de procesos de remoción en masa y el porcentaje del área removida según la unidad geológica. La unidad geológica en donde se observan un mayor número de eventos es la formación La Cruz con un total de 43 eventos de procesos de remoción en masa los cual representa un 33% del total, esta formación es la que más se extiende dentro del área de estudio ya que ocupa un 22% del total del área en análisis.

Además, es de las formaciones más antiguas dentro del área de estudio y se encuentra en la zona de influencia de las fallas Navarro y Aguacaliente, por lo que presenta estructuras complejas con fuertes pendientes y sometida a la erosión continua. Por tanto, es esperable que esta unidad presente la mayor cantidad de procesos erosivos en ladera.

En cuanto a la unidad de Cornubianitas de Escazú, ocupa apenas un 0,68% del total del área de estudio, por lo que es una de las unidades que poseen una menor extensión. Sin embargo, presenta la mayor densidad de procesos de remoción en masa (deslizamientos). En esta unidad se observan 7 eventos que ocupan un 42% del área total, además, de ser una unidad relativamente reciente, se encuentra expuesta a un fuerte proceso de movimiento en masa, que puede deberse a la fracturación de las fallas existentes en el sitio. Es importante mencionar que dentro de esta unidad se encuentra el movimiento complejo del Tablazo ubicado en Desamparados el cual se estará detallando en los siguientes apartados.

Cuadro 8. Cantidad de procesos de remoción en masa y porcentaje del área desplazada según la unidad geológica.

Unidad geológica	Área de la unidad geológica		Cantidad de procesos de ladera		Área de los procesos de ladera	
	km ²	%	Número	%	km ²	%
Depósitos aluviales y coluviales	87,15	15,78	12	9,23	0,54	0,62
Lahares y cenizas	47,41	8,58	3	2,31	0,33	0,71
Cervantes	28,14	5,10	7	5,38	1,97	6,99
Reventado	77,51	14,03	8	6,15	5,24	6,76
Ujarrás	4,92	0,89	2	1,54	0,92	18,69
Paraíso	26,08	4,72	2	1,54	0,87	3,33
Doán	5,04	0,91	1	0,77	0,46	9,08
Cornubianitas de Escazú	3,76	0,68	7	5,38	1,57	41,81
Grifo Alto	27,29	4,94	11	8,46	2,24	8,22
Intrusivo de Tapantí	7,41	1,34	2	1,54	0,07	0,90
La Cruz	119,06	21,56	43	33,08	12,08	10,15
Coris	62,39	11,30	21	16,15	7,33	11,74
San Miguel	3,43	0,62	0	0	0	0
Peña Negra	34,50	6,25	11	8,46	0,58	1,69
Pacacua (Brechas Verdes)	11,21	2,03	0	0	0	0

Pacacua	6,97	1,26	0	0	0	0
---------	------	------	---	---	---	---

6.2. Movimiento Complejo El Tablazo

El movimiento complejo El Tablazo, se encuentra al sur del poblado de Higuito, transcurriendo en la quebrada los Reyes y posee un rumbo al norte. Esta zona se ha denominado de igual manera que el cerro donde ocurren los movimientos. Las comunidades más afectadas por este movimiento son las de Higuito centro, calle Valverde y las urbanizaciones Veracruz y Santa Bárbara, en las que habitan unas 9000 personas, además de comprometer vías de comunicación, tuberías de agua potable y viviendas en esa zona (Ross, 2012), además, esta zona ha sufrido en los últimos años un crecimiento significativo y aumento en la densidad poblacional de manera desordenada.

Del deslizamiento El Tablazo se tiene información desde 1903 (Cuadro 9), sin embargo, se desconoce el inicio del proceso de inestabilidad y la razón de por qué se inició, pero se puede inferir algunas razones como; eliminación de la cobertura vegetal, uso intensivo del terreno en actividades agropecuarias, condiciones geológicas, geomorfológicas y edáficas existentes, condiciones climatológicas, la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos y eventos sísmicos. No se puede señalar que la reactivación, sea producto de un solo factor, sino que pudo tratarse de la unión de una serie de factores.

Cuadro 9. Deslizamientos históricos en el sector del Tablazo.

Fecha (día/mes/año)	Descripción
16/8/1903	Derrumbes en la cuesta del Tablazo (El Noticiero, 1903a).
24/8/1903	Derrumbes en la cuesta del Tablazo, debido a un temporal (El Noticiero, 1903b).
11/4/1907	Derrumbes en la cuesta del Tablazo (Prensa Libre, 1907).
19/10/1908	Derrumbes en El Tablazo (El Noticiero, 1908).
13/4/1910	Derrumbes y daños en las zonas de Desamparados, Patarrá, San Miguel, Higuito y El Llano, debido al terremoto del 13 de abril de 1910 (El Noticiero, 1910a).

14/4/1910	Derrumbes en la cuesta del Tablazo, a raíz del terremoto del 13/4/1910 (González, 1994).
26/10/1910	Derrumbe de cien metros de longitud (El Noticiero, 1910b).
20/10/1916	Paso interrumpido durante una semana entre Tarrazú y San José (sector El Tablazo) (Prensa Libre, 1916).
11/10/1922	Derrumbe en el sector del Tablazo (Nueva Prensa, 1922).

Este deslizamiento geológicamente se encuentra conformado en la parte basal por la formación Peña Negra la cual está constituida por tres litologías diferenciables; La unidad inferior corresponde con areniscas medias y finas, con tonalidades pardas. La unidad media corresponde con lutitas y areniscas finas, con tonalidades oscuras y abundancia de piritita y la unidad superior está representada por areniscas de grano medio a grueso (Denyer y Arias, 1991). Mientras que en la parte superior se encuentra el intrusivo y las cornubianitas de Escazú las cuales corresponden con monzonitas, gabros y sienitas, además, las corneanas son metamorfismo de la Formación Peña Negra (Obando, 1983). Al meteorizarse, los intrusivos presentan una arenización blancuzca muy característica e inestable en los cortes de carretera, produciendo innumerables deslizamientos (Denyer y Arias, 1991).

Como producto del trabajo de campo efectuado, y tomando en cuenta imágenes de Google Earth desde el 2010 hasta el 2020, se puede señalar la evolución del área del deslizamiento. De este análisis se conoce que su área aumentó en un 67% del 2010 al 2022 (Cuadro 10). En la parte A de la Figura 45, se observa la imagen obtenida para el año 2010 donde el deslizamiento presenta un menor tamaño con un área de 10789 m². En la parte B de la Figura 45, se encuentra la imagen del deslizamiento para el año 2012 donde este aumenta su tamaño y se amplía sobre todo el cauce de la quebrada Reyes para presentar un área total de 19466 m².

En la Figura 45, sector C, se observa la imagen obtenida para el año 2018, justo después de que el país sufriera los efectos provocados por el Huracán Nate, en esta imagen se puede apreciar el material en dirección a la quebrada Reyes y la inestabilidad aumentó, ya que abarca un mayor área con un total de 30642 m². Por último en el año 2022 (Figura 45, D), se observa un incremento en el área debido a que el sector superior de la corona, se une con

la parte media e inferior de la quebrada Reyes, lo que genera un gran área de inestabilidad con un total de 33140 m².

Cuadro 10. Área de inestabilidad del deslizamiento El Tablazo para las imágenes de Google Earth analizadas.

Año	Área (m ²)	Rango Variación (%)
2010	10789	67%
2012	19466	
2018	30642	
2022	33140	

Se puede señalar que existen alrededor de 33140 m² que han sido afectados por fuertes problemas de erosión e inestabilidad y están aportando material directamente al cauce de la quebrada Reyes.

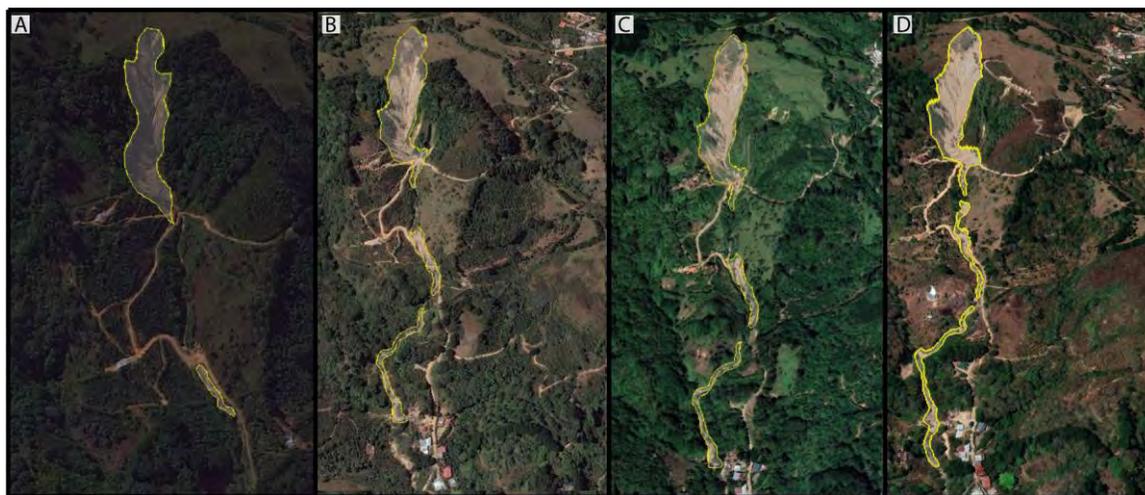


Figura 45. Evolución del movimiento complejo el Tablazo. Elaborado a partir de imágenes de Google Earth y resaltando el evento con una línea color amarilla. A) se observa el evento en el año 2010. B) en el año 2012. C) en el año 2018. D) en el año 2022.

En la parte baja del área de procesos de ladera se presentan altitudes de 1400 msnm y es donde se concentra la mayor densidad de la población, mientras que en la parte media presenta altitudes de los 1500 msnm hasta los 1600 msnm, con la presencia de viviendas y por último la parte alta tiene altitudes de 1700 msnm, en este sector se encuentran unas pocas viviendas y cultivos.

En la Figura 46, se puede observar la parte media de la quebrada Reyes, así como el desprendimiento del material de los márgenes de esta quebrada y el material proveniente de la parte alta del movimiento complejo (Figura 46, A), mientras que en la parte B de la Figura 46 se aprecia el camino y las casa aledañas a la parte media de la quebrada Reyes, las cuales se pueden ver afectadas por el presente movimiento complejo.



Figura 46. Parte media de la quebrada Reyes. A) Desprendimiento del material de los márgenes de la quebrada, así como el material proveniente de aguas arriba. B) Camino y las casas aledañas a la quebrada y zona del deslizamiento el Tablazo.

Morfológicamente este deslizamiento posee características de un movimiento complejo, ya que estos ocurren cuando el tipo de movimiento inicial se transforma en otro al ir desplazándose ladera abajo, entre los más importantes cabe destacar los flujos deslizantes asociados (Alcántara, 2000). Por lo general, la morfología resultante es alargada y estrecha.

Hacia el norte en la parte alta del deslizamiento se puede observar la superficie de ruptura, este escarpe junto con la corona proporciona el plano principal del deslizamiento (Figura 47, C), el cual posee una inclinación hacia el sur. Ladera abajo del deslizamiento se observan altas pendientes y escarpes al este, los cuales poseen unos 50 m de altura, inclinados hacia la parte interna del deslizamiento, llegan a alcanzar los 200 m de largo, además de coronas secundarias, cárcava o erosión concentrada que afecta, a su vez, los frentes de deslizamiento (Figura 47, B y C). Por último, en la Figura 47 los sectores A y E reflejan los fuertes escarpes y erosión que presenta el cauce de la quebrada los Reyes, junto con los bloques y detritos provenientes aguas arriba del deslizamiento, como se observa en la Figura 45, estos abarcan un área alargada y estrecha y pueden recorrer largas distancias por la quebrada (600 m a 1 km).



Figura 47. Morfología del movimiento complejo el Tablazo. A) Fuertes escarpes y erosión que presenta el cauce de la quebrada los Reyes junto con los bloques y detritos. B) Cárcava o erosión concentrada que afecta, a su vez, los frentes de deslizamiento. C) Plano principal del deslizamiento. D) Corona secundaria y zona de erosión concentrada que afecta, a su vez, los frentes de deslizamiento. E) Fuertes escarpes y erosión que presenta el cauce de la quebrada los Reyes junto con los bloques y detritos. Bloques (líneas amarillas), dirección de deslizamiento (flechas rojas).

Por otra parte, la zona superior al sur del movimiento complejo El Tablazo se encuentra altamente tectonizada. Se encontraron planos de falla, que pueden facilitar el movimiento

del material a través de estos (Figura 48). Para los planos de falla en este sector, se obtienen su rumbo y buzamiento, sin determinar su movimiento ya que en ninguno de ellos se lograron apreciar estrías de falla. Se observó material con textura jabonosa de color blanco, el cual puede corresponder con zonas de molienda de falla. En el sector A de la Figura 48 se aprecia una zona de falla ubicada al este de la quebrada Reyes. En cuanto al sector B (Figura 48) se observa en el terreno una zona de falla con un rumbo $N78^{\circ}O$ y un buzamiento de 64° . En el sector C (Figura 48) el plano de falla posee un rumbo $N25^{\circ}O$ con un buzamiento correspondiente a 65° . Por último, en el sector correspondiente al D (Figura 48), el plano de falla corresponde con un rumbo $N25^{\circ}O$ y un buzamiento de 55° . A manera de resumen, el movimiento compuesto el Tablazo, presenta las características que se pueden observar en el Cuadro 11.

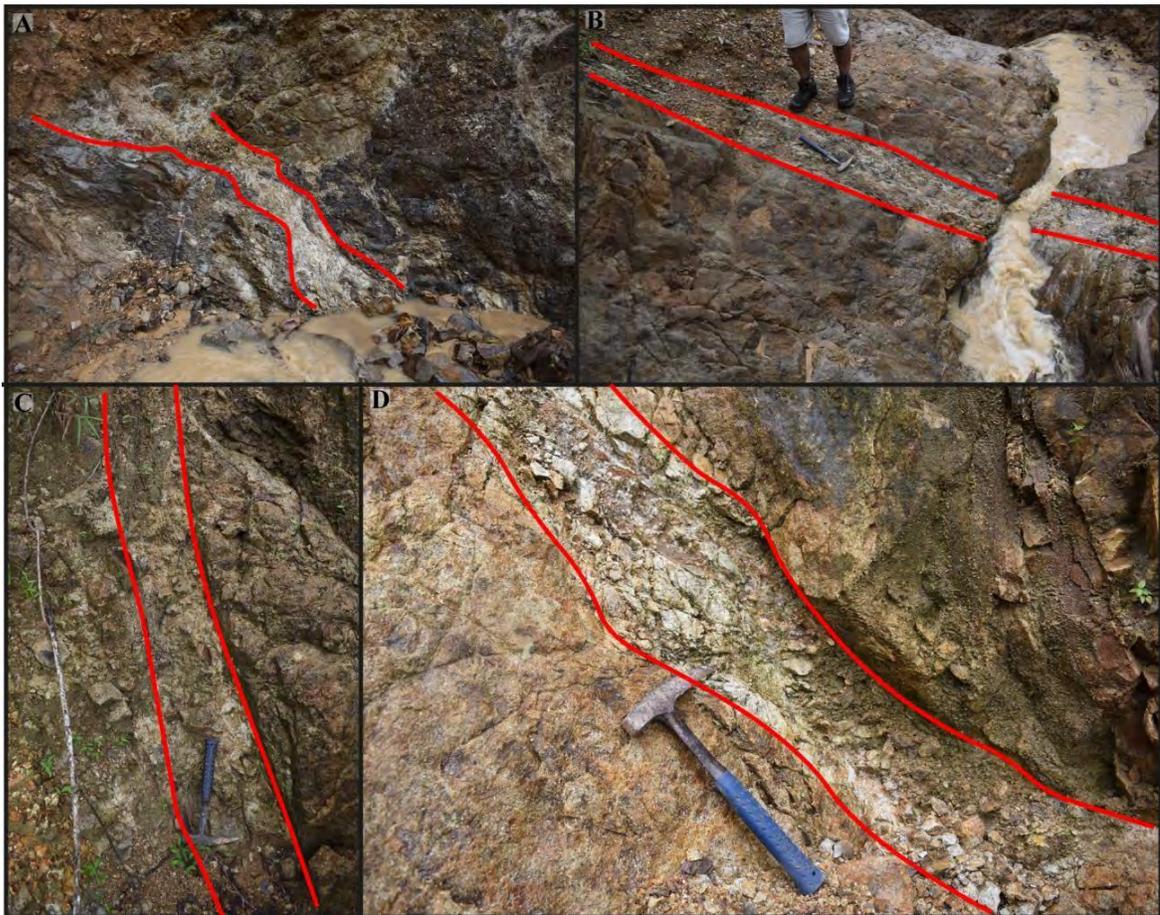


Figura 48. Planos de falla correspondientes con la zona del lineamiento el Tablazo. Tomados en el sector S5 mostrado en la figura 14. A) Planos de falla ubicados al este de la quebrada. B) Plano de falla ubicado sobre la quebrada. C) Plano de falla ubicado en el sector oeste de la quebrada. D) Plano de falla ubicado en el sector oeste de la quebrada.

Cuadro 11. Resumen de las principales características del movimiento complejo el Tablazo.

Característica	Valor
Forma	Elíptica
Dirección	Sur-Norte
Extensión ancho	68 m
Extensión largo	1,03 km
Elevación máxima en la corona	1700 msnm
Elevación mínima	1400 msnm
Pendiente	35°-45°
Área	33140 m ²
Tipo	Complejo

6.3. Modelo Mora-Vahrson 1994 modificado, para la identificación de procesos de ladera.

La aplicación de este modelo en la zona de estudio tiene como objetivo comparar los resultados obtenidos del análisis de fotografías aéreas, los datos recopilados en campo y la interacción de las fallas Aguacaliente y Navarro en los procesos de remoción en masa, con un método heurístico aplicado a la susceptibilidad a la inestabilidad de laderas

El método Mora-Vahrson 1994, tiene una amplia aceptación para el estudio de los procesos de ladera en nuestro país, el cual permite la clasificación de la susceptibilidad a los movimientos de ladera en zonas tropicales sísmicamente activas y para grandes áreas. Este está integrado por cinco parámetros, agrupados en: elementos pasivos (EP) y factores de disparo (D).

En este método se asigna un peso relativo a cada uno de los parámetros, de esta manera se establece el grado de influencia o participación dentro de la ecuación. La expresión del grado de susceptibilidad a movimientos de ladera.

6.3.1. Elementos pasivos (EP)

Los elementos pasivos se relacionan con las características del medio, tales como la litología, inclinación del terreno y humedad del suelo, los cuales serán analizados a continuación.

6.3.1.1.Litología (SI)

La litología tiene una gran influencia en los procesos de inestabilidad. El tipo de suelo y roca de una región son factores de gran relevancia en el comportamiento de las laderas (Montero et al., 1992). Para este caso se utilizaron descripciones cualitativas. Por esta razón, se tomó la información del mapa geológico local, como fuente para determinar los parámetros litológicos y se clasificó según se observa en el Cuadro 12.

Cuadro 12. Clasificación del valor por litología (Mora y Vahrson, 1994).

Litología	Susceptibilidad	Peso parámetro
<ul style="list-style-type: none"> ➤ Aluvión compacto permeable. ➤ Caliza permeable, intrusiones ligeramente fisuradas. ➤ Basalto, ignimbrita, andesitas y similares; bajo grado de meteorización, permeables, poco fisuradas, alta resistencia al corte. ➤ Rocas metamórficas (Cornubianitas); bajo grado de meteorización, nivel freático bajo, poco fisuradas, alta resistencia al corte. 	Baja	1
<ul style="list-style-type: none"> ➤ Mayor grado de meteorización de las litologías mencionadas anteriormente y de rocas sedimentarias macizas duras: menor resistencia al corte y poco fracturas, nivel freático intermedio. 	Moderada	2
<ul style="list-style-type: none"> ➤ Rocas sedimentarias, intrusivas, metamórficas (Cornubianitas) y volcánicas; considerablemente meteorizadas, suelos regolíticos arenosos compactados, fracturas considerables, niveles freáticos fluctuantes. 	Media	3
<ul style="list-style-type: none"> ➤ Rocas de cualquier tipo alteradas hidrotermalmente, considerablemente meteorizadas, fuertemente fracturadas y fisuradas; Suelos derivados de rocas 	Alta	4

Litología	Susceptibilidad	Peso parámetro
piroclásticas y de depósitos fluviolacustres pobremente compactados, nivel freático somero.		
➤ Rocas extremadamente alteradas, suelos aluviales, coluviales y residuales de baja resistencia al corte, niveles freáticos poco profundos.	Muy alta	5

De esta manera se obtuvo el mapa de la Figura 49, en la cual la generalización de la litología obtenida del mapa geológico y observadas en visitas de campo se ponderó con una susceptibilidad moderada (2) principalmente en las unidades cercanas al volcán Irazú, como la formación Cervantes y Reventado, además de la formación Peña Negra y las Cornubianitas de Escazú. Mientras que los depósitos de la formación la Cruz, Coris y Pacacua se clasificaron como una susceptibilidad media (3). Por último. Los depósitos aluviales y coluviales, así como los lahares y cenizas, se consideraron como una clasificación alta (4).

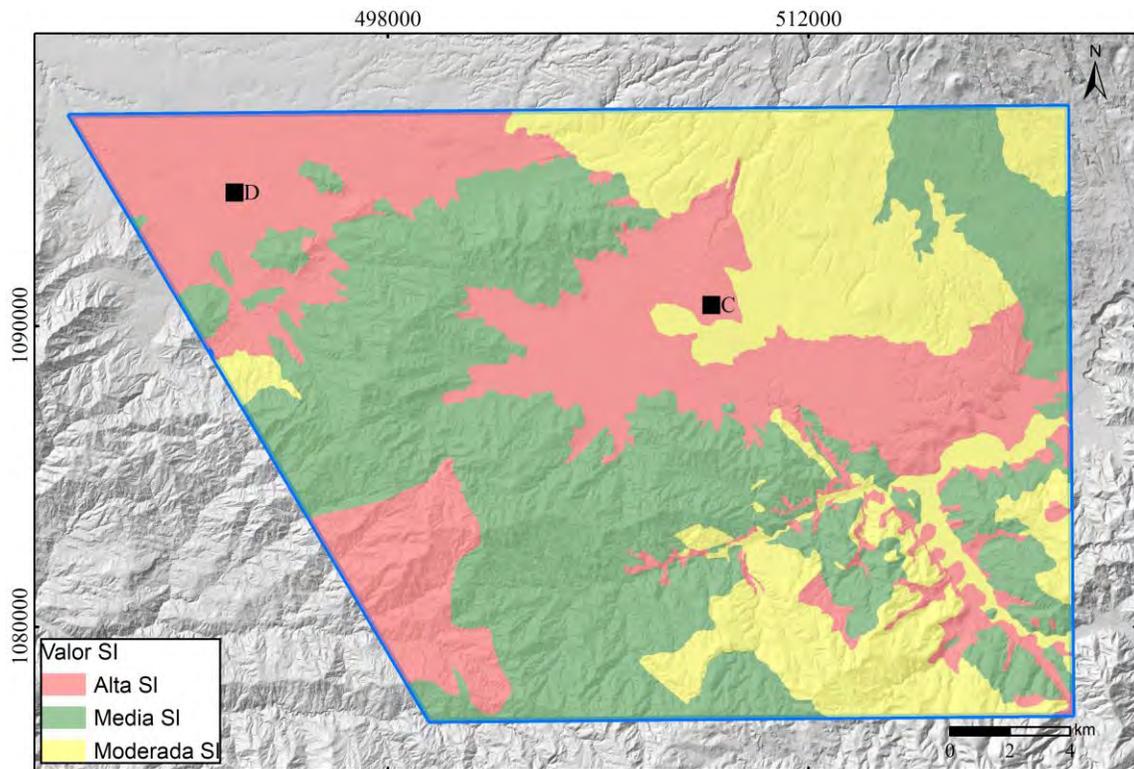


Figura 49. Mapa de susceptibilidad por litología (SI). Las ciudades de Cartago y Desamparados (C y D) se muestran como cuadros negros.

6.3.1.2. Pendientes (SP)

La pendiente del terreno posee un factor determinante en la generación de procesos de remoción en masa, por lo que es determinante en esta metodología. Para calcular este parámetro, se tomaron los datos obtenidos a partir del modelo de elevación digital generado de las curvas topográficas del SNIT 1:25000 y una celda con una resolución de 5 píxeles. Además, se utilizaron los rangos de pendientes propuestos por Mora y Vahrson, los cuales se observan en el Cuadro 13.

La Figura 50 muestra la amplia distribución que tienen los rangos mayores a 20° de inclinación, los cuales se encuentran distribuidos por toda el área de estudio, principalmente en los sectores sur y suroeste donde las pendientes sobrepasan los 35° . Por otro lado, las pendientes con un rango de 0° - 10° se encuentran en las zonas donde se han desarrollado las ciudades de Desamparados y Cartago, así como también la zona de Cachí y, además, están relacionadas a un relieve producto de la erosión y los materiales volcánicos.

Cuadro 13. Clasificación por el grado de pendiente.

Rango de Pendiente	Peso del parámetro (Sp)	Procesos y características del terreno
0-2°	0	Planicie, procesos acumulativos.
2-5°	1	Pendiente leve, muy pocos procesos erosivos.
5-10°	2	Pendiente moderada, procesos erosivos notorios.
10-20°	3	Pendiente alta, procesos erosivos intensos.
20-35°	4	Pendiente muy alta, procesos erosivos muy intensos.
35-55°	5	Pendiente escarpada, procesos erosivos muy intensos.
> 55°	6	Pendiente muy escarpada, procesos erosivos muy intensos.

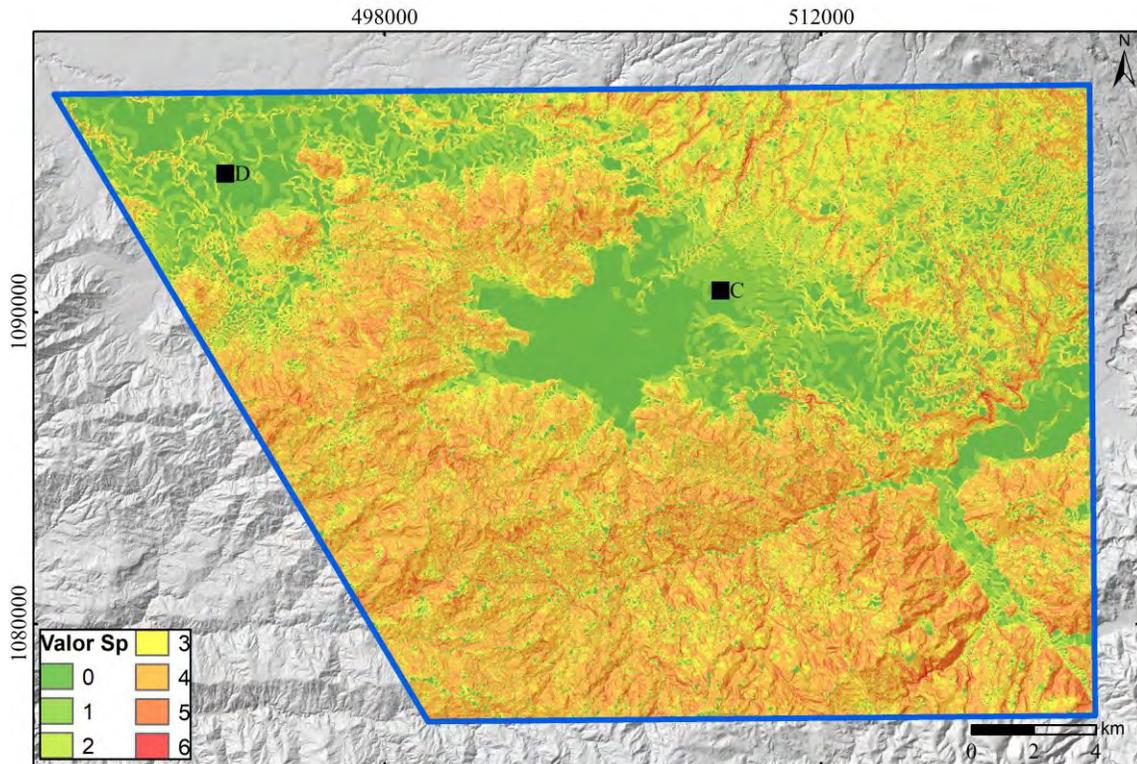


Figura 50. Mapa de susceptibilidad por pendientes (Sp). Las ciudades de Cartago y Desamparados (C y D) se muestran como cuadros negros.

6.3.1.3. Humedad del terreno (Sh)

Para obtener este parámetro se elaboró un balance hídrico simplificado con las estaciones meteorológicas del IMN y el ICE, las cuales se pueden observar en el Cuadro 16

y su ubicación en la Figura 51, en donde se asume una evapotranspiración potencial de 125 mm/mes, por lo tanto, precipitaciones mensuales inferiores a 125 mm no conducen a un aumento de la humedad del terreno, mientras que una precipitación entre 125 y 250 mm si la incrementa, y precipitaciones mensuales superiores a 250 mm conducen a una humedad del suelo muy alta (Mora, R. et al., 1992).

A los promedios mensuales obtenidos se les asignan los valores del Cuadro 14 y se efectúa la suma de estos valores para los doce meses del año, con lo que se obtiene un valor que puede oscilar entre 0 y 24, como se observa en el Cuadro 15. El resultado refleja los aspectos relacionados con la saturación y la distribución temporal de humedad en el terreno (Mora, R. et al., 1992). Este resultado cual se puede observar en la Figura 51, donde los valores más altos se ubican en la Ciudad de Desamparados y el poblado de Paraíso de Cartago, mientras que para el resto del área de estudio los valores son bajos.

Cuadro 14. Valores asignados a los promedios por lluvia mensual (Mora y Vahrson, 1994).

Promedio de precipitación mensual (mm)	Valor asignado
< 125	0
125-250	1
>250	2

Cuadro 15. Valoración del parámetro humedad del terreno (Sh).

Suma de valores asignados a cada mes	Descripción	Valoración del parámetro Sh
0-4	Muy bajo	1
5-9	Bajo	2
10-14	Medio	3
15-19	Alto	4
20-24	Muy alto	5

Cuadro 16. Estaciones meteorológicas utilizadas para el cálculo de la humedad.

Estación	Nombre	Periodo
73018	Linda Vista, El Guarco	1952-2020
73023	La Guayra , Orosi	1952-2006
73024	Paraíso, Los Naranjos	1954-2020
73035	Navarro, Cartago	1977-2020
73092	Coop. Tierra Blanca	1973-2020
73123	ITCR, Cartago	1997-2020
73129	RECOPE, Ochomogo	1998-2019
84019	HDA. La Laguna, Curridabat	1969-2020

Estación	Nombre	Periodo
84022	Desamparados	1958-2000
84141	IMN, Aranjuez	2003-2020
88035	Frailes	1996-2010
88039	Hacienda La Minita	1998-2020
88047	La Lucha 2	2009-2020
73042	Muñeco	1990-2021
73084	Presa Cachí	1990-2019
73086	C.M. Río Macho	1990-2007
73104	Concavas	1990-2021
73118	Tobosi	2000-2021
73126	Terrena de Guatuso	2002-2021
73130	Alto Loaiza	2002-2014

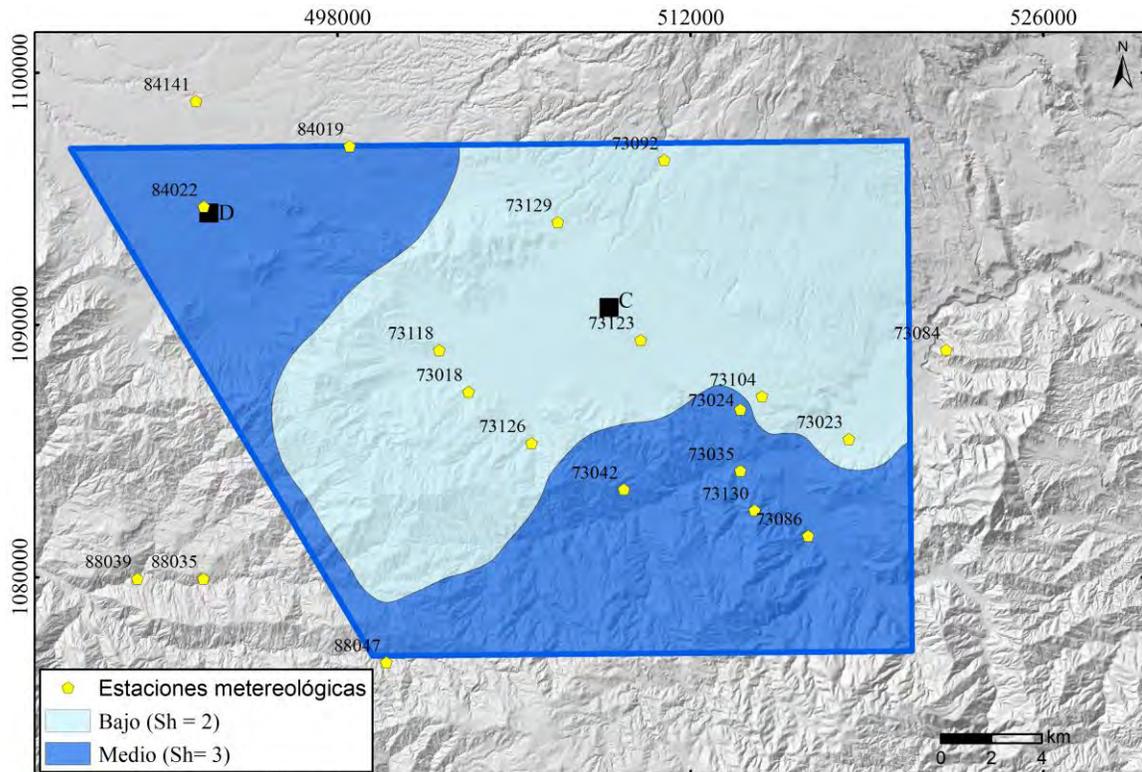


Figura 51. Mapa de susceptibilidad de contenido de humedad (Sh). Las ciudades de Cartago y Desamparados (C y D) se muestran como cuadros negros.

6.3.2. Factores desencadenantes

Estos factores poseen un comportamiento dinámico activo sobre la superficie y son los que desencadenan los movimientos de ladera (sismos y precipitaciones intensas).

6.3.2.1. Parámetro de disparo por lluvia (DII)

En este parámetro se consideran las intensidades de lluvias que potencialmente pueden generar un disparo de movimientos en masa, para ello se utiliza la lluvia máxima un período de 24 horas de las estaciones meteorológicas del Cuadro 16. Mediante el software libre Hydrognomon se calcula las precipitaciones máximas diarias para un periodo de recurrencia de 100 años, aplicando la distribución de valores extremos Gumbel tipo I o LogPearson tipo III a series temporales con más de 10 años de registro (Mora, R. et al., 1992). En el Cuadro 17 se aprecia la valoración del parámetro DII.

Cuadro 17. Valoración del parámetro de disparo por lluvias DII (Mora, R. et al., 1992).

Lluvia máxima en 24 horas, período de retorno 100 años [mm]	Descripción	Valor del parámetro DII.
< 100	Muy bajo	1
100-200	Bajo	2
200-300	Medio	3
300-400	Alto	4
> 400	Muy alto	5

Como se observa en la Figura 52, el valor del parámetro por disparo por lluvia se clasifica medio a bajo, donde la mayor parte del área de estudio se cataloga como bajo a exclusión de la zona suroeste donde se observa un valor medio.

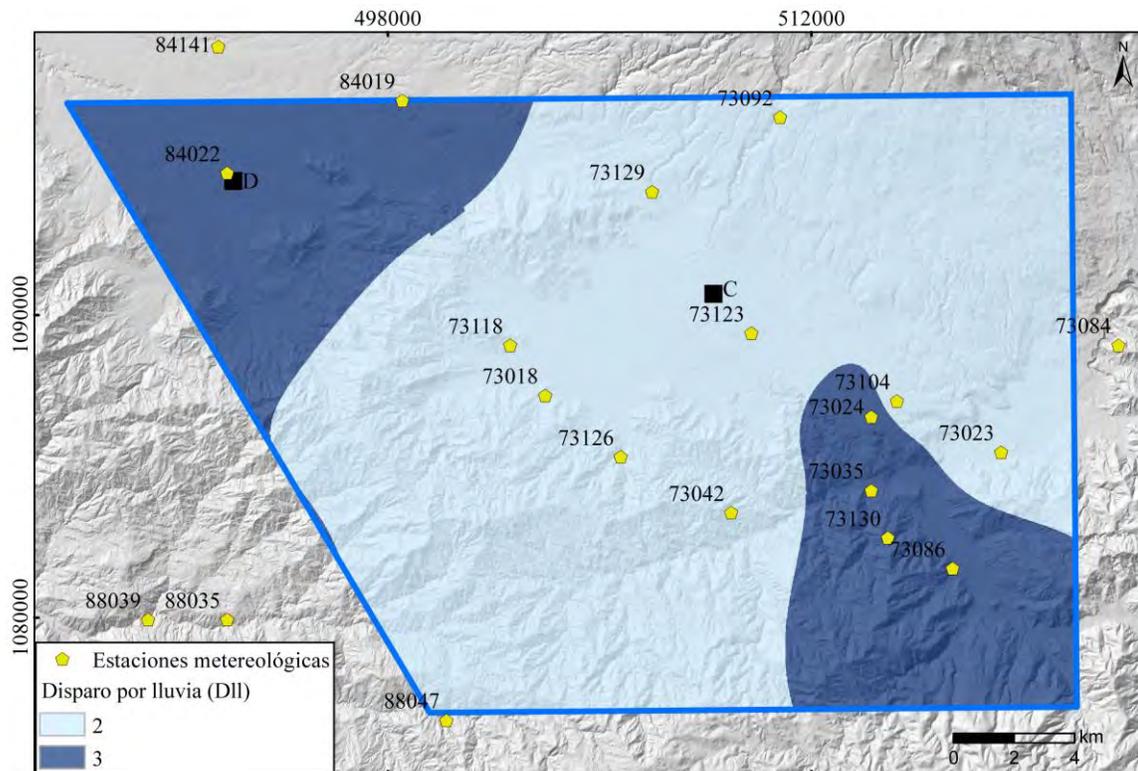


Figura 52. Mapa de Disparo por índice de Saturación. Las ciudades de Cartago y Desamparados (C y D) se muestran como cuadros negros.

6.3.2.2. Sismos (Ds)

La sismicidad es un factor importante para desencadenar movimientos de laderas (Mora y Vahrson, 1994). En consecuencia, para determinar la susceptibilidad de los factores intrínsecos con los de disparo, es necesario calcular la atenuación de la aceleración máxima de un sismo en distintos escenarios, que, para este caso se toma la magnitud y la distancia hipocentral de un evento conocido.

Para lo cual se calculó la atenuación de aceleración máxima de sismos, que se obtiene de la fórmula para terremotos corticales de Schmidt (2010) y a partir de los valores de aceleración pico del suelo (PGA) obtenidos para cada punto dentro del área de estudio y a partir de los valores obtenidos estos se agrupan en rangos de intensidad (MM), tal y como fue propuesto por Wald et al. (1999) y Linkimer (2008). Para transformar los resultados de PGA a los asociados por Mora et al. (1992) del factor disparador, se aplicó la fórmula empírica con mejor ajuste logarítmico.

Cuadro 18. Clasificación del parámetro sísmico (Ds) (Mora y Vahrson, 1994)

Intensidades (MM)	Rango PGAm_{ax} (cm/s²)	Valor de parámetro DT
III	4,9 - 13,3	1
IV	13,3 – 36,0	2
V	36,0 – 80,3	3
VI	80,3 – 146,7	4
VII	146,7 – 268,0	5
VIII	268,0 – 638,8	6
IX	> 638	7

Tomando en cuenta las fuentes sismogénicas principales (fallas Aguacaliente y Navarro), las cuales reportan distintos eventos sísmicos históricos, los cuales son relevantes para la generación de deslizamientos.

Como por ejemplo el terremoto del 4 de mayo de 1910, denominado como el terremoto de Cartago el cual tuvo una magnitud de $M_s=6,4$ y en la zona epicentral como la ciudad de Cartago y sus alrededores, la intensidad máxima fue de VIII. Cerca de Tres Ríos las intensidades disminuyeron a VII y VI. Para la ciudad de San José, varias zonas de Heredia y Alajuela se reportaron intensidades de V (Montero y Miyamura, 1981).

Para el caso del área de estudio se modeló con un sismo de disparo en la ubicación del terremoto histórico del 4 de mayo de 1910 en la falla Aguacaliente. Se tomó como evento crítico la magnitud M_w de 6.1 y una profundidad de 6 km.

En la Figura 53 se muestra que el valor DT para el sismo de disparo entre 4,12 a 4,62 con intensidades VI, alrededor del área de estudio identificando las mayores intensidades en el área cercana al epicentro de la ciudad de Cartago donde casi alcanzan valores de VII. Por lo que se podrían presentar valores de PGA 80,3 cm/s^2 hasta 146,7 cm/s^2 .

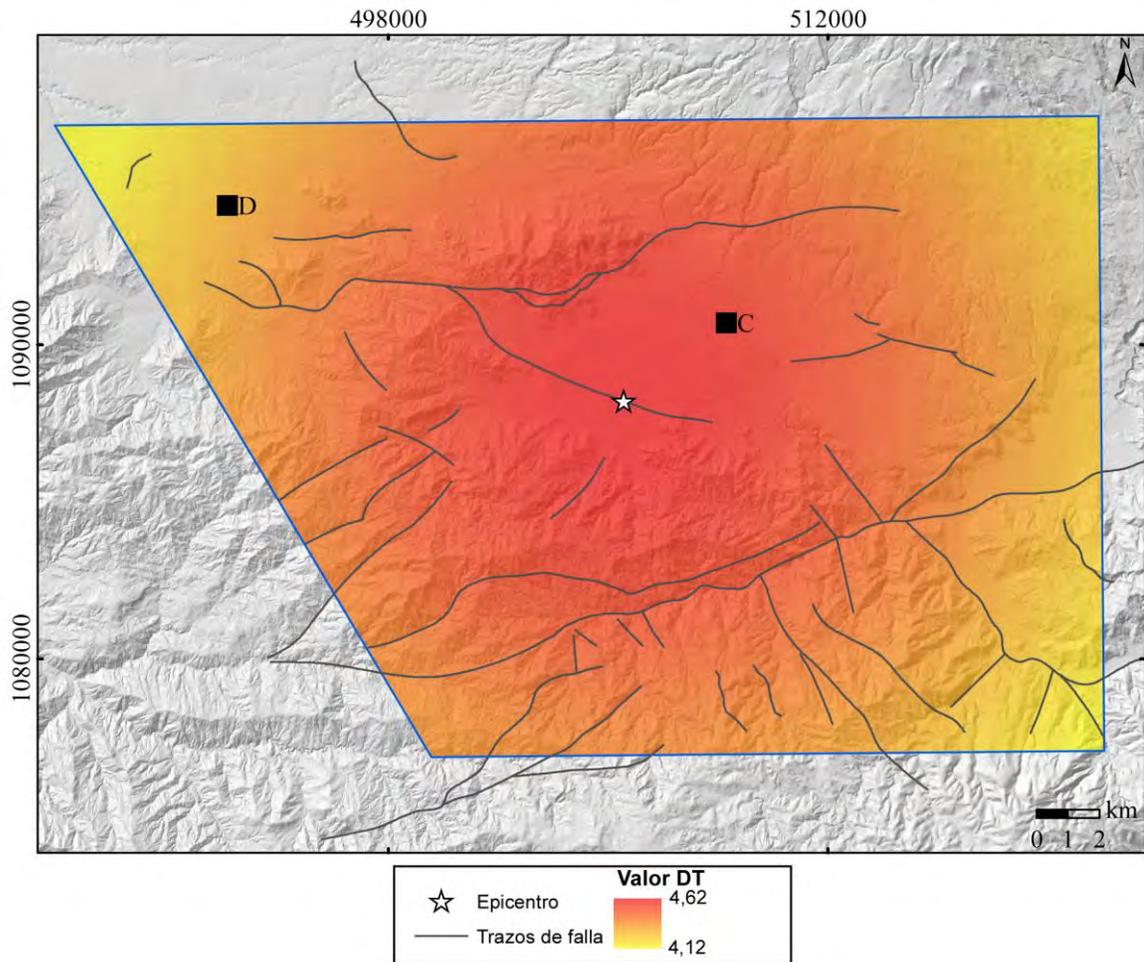


Figura 53. Mapa de valores de disparo DT por sismos con origen en la falla Aguacaliente. Las ciudades de Cartago y Desamparados son representadas por cuadrados de color negro y respectivamente con las abreviaturas C y D.

6.3.3. Resultado del cálculo susceptibilidad

El modelo de susceptibilidad integrado se obtuvo a partir del cálculo de los ráster obtenidos en cada apartado. Mediante la herramienta raster calculator de Arcgis 10.5 se aplicó la fórmula expuesta en el apartado 1.5.3. Este resultado se observa en la Figura 54.

Las zonas con muy bajo grado de susceptibilidad abarcan principalmente la parte central, este y noroeste del área de estudio. Específicamente en las ciudades de Cartago, Cachí y en menor proporción la ciudad de Desamparados. Esta categoría en particular se asocia a morfologías aluviales y coluviales. Concentra los sitios con litologías compuestas

por los depósitos aluviales y coluviales, así como los lahares y cenizas cercanas al Valle Central. Además, las pendientes en este sector son cercanas a los 2°.

Las áreas con una baja susceptibilidad abarcan la zona sureste y noreste del área de estudio, sobretodo en la región central de la falla Navarro y se encuentra constituida por las formaciones La Cruz, Coris y Pacacua. Con pendientes en un rango de 20° a 55°.

Las zonas determinadas con una susceptibilidad media, se encuentran al sur-sureste de la ciudad de Desamparados, al norte de la ciudad de Cartago y al sureste del área de estudio. Esta zona se encuentra integrada principalmente por la formación Ujarras y Coris. Con pendientes en un rango de 20° a 55°.

Por último, la susceptibilidad alta y muy alta se encuentran distribuidas ampliamente en el sector sur y oeste del área de estudio, así como en la periferia de la ciudad de Desamparados, al sureste de la ciudad de Cartago y en las cercanías del poblado de Orosi. Geológicamente se encuentra conformada por las formaciones Grifo Alto, cornubianitas de Escazú, La Cruz, Coris y Reventado. Posee pendientes altas mayores a los 30°. Los flujos y movimientos gravitacionales complejos son favorables sobre esta condición.

El modelo arrojó que el área de estudio consta de cinco niveles de susceptibilidad, muy baja, baja, media, alta y muy alta. Donde la primera susceptibilidad corresponde al 16%, la segunda al 40%, la tercera al 18% y las últimas dos se ponderan en un mismo porcentaje debido a que se encuentran conjuntas abarcando un 26% del área total de estudio.

A partir del inventario de procesos de ladera, se comprobó que los movimientos tienen mayor ocurrencia en zonas delimitadas como baja a media. Sin embargo, los deslizamientos activos en las zonas de Desamparados y Cartago, se encuentran catalogadas en las áreas de susceptibilidad alta a muy alta, como por ejemplo el caso del deslizamiento El Tablazo, por lo que estos eventos coinciden con el resultado de zonas de alta ocurrencia.

Con base en estos resultados se observa que aplicación del método Mora Vahrson tiene limitantes como por ejemplo el acceso a la información y a la calidad de los datos, por ejemplo, la información litológica para ciertos lugares del área de estudio es muy generalizada y se consigue a escalas mayores a 1:50.000. Además de la ausencia de

estaciones meteorológicas en el sector suroeste del área de estudio de tal modo que es necesario aplicar algunos cambios a las variables para obtener un cálculo aproximado, lo que puede alterar el resultado y estar subestimando valores como en el caso de la susceptibilidad baja obtenida en la parte central y sur del área analizada.

Sin embargo, aunque las fallas no presenten relación directa con las zonas de catalogadas con una alta susceptibilidad a la inestabilidad de laderas se observa que un sismo con hipocentro en la falla Aguacaliente, puede llegar a ocasionar grandes daños y pérdidas en áreas densamente pobladas en las zonas delimitadas con una alta y muy alta susceptibilidad a la inestabilidad de laderas.

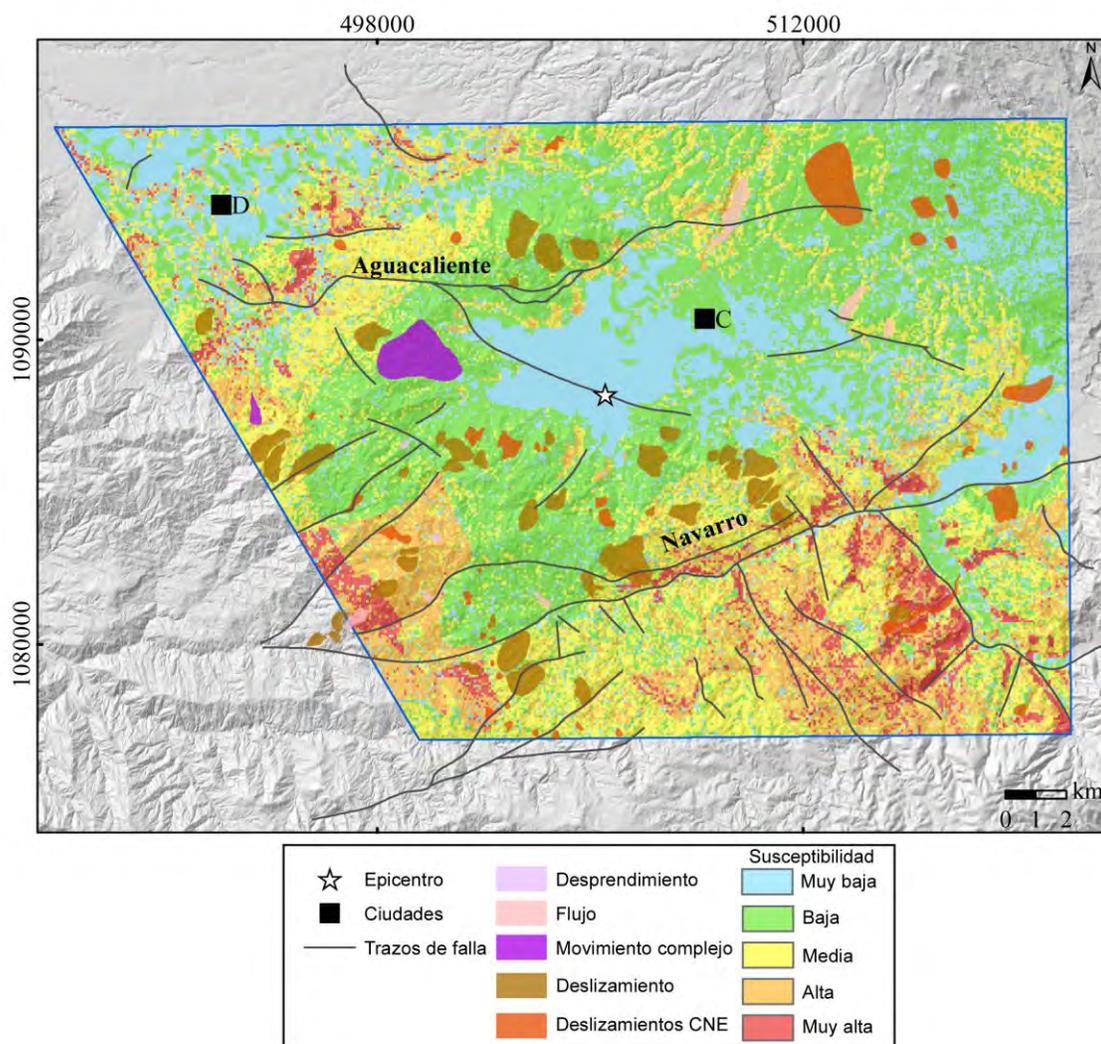


Figura 54. Susceptibilidad integral de procesos de ladera mediante el método Mora-Vahrson (1994) modificado.

7. ALGUNAS CONSIDERACIONES TECTÓNICAS Y DE INESTABILIDAD DE LADERAS

El rasgo tectónico más relevante de Costa Rica es la subducción de la placa del Coco bajo la placa Caribe y la microplaca de Panamá. La subducción en el margen Pacífico ocurre en conjunto con montes submarinos y con la corteza oceánica engrosada y rugosa del levantamiento del Coco. Como resultado de la convergencia oblicua (Gardner et al. 1992) y de la subducción del levantamiento del Coco, la deformación se ha propagado a las placas superiores generando el denominado CDCCR compuesto por fallas de diversas geometrías que sirven como un límite difuso entre las placas Caribe y Panamá (Marshall 2000, Montero 2001). En el antearco y arco interno de Costa Rica, la tectónica está controlada por la indentación provocada el levantamiento submarino del Coco (Montero, 1994; Montero, 2003).

La relación entre la orientación y el tipo de fallamiento ha sido reconocida a lo largo del centro de Costa Rica por autores como Kolarsky et al. (1995), quienes mencionan que esta configuración del fallamiento forma parte de la respuesta que presenta un arco de islas cuando ocurre la subducción somera de áreas anómalamente gruesas del piso oceánico, como la subducción del levantamiento del Coco bajo el sureste Costa Rica.

Uno de los efectos más interesantes de este evento, es la rotación de 20 a 30° del esfuerzo compresivo horizontal máximo (ECHM) al pasar de la zona de convergencia entre las placas del Coco y Caribe al arco interno (Montero y Morales, 1990; Montero, 1994 y Kolarsky et al., 1995). En el arco interno, el ECHM tiene un rumbo que varía entre N0°E y N10°E, un ECHM con dirección norte-sur produce fallas normales con un rumbo paralelo al del ECHM, pliegues y fallas inversas con un rumbo perpendicular al del ECHM y se desarrollan fallas conjugadas de desplazamiento de rumbo con dirección noroeste de tipo dextral y noreste de tipo sinistral (Montero, 1994; Montero et al., 1992; Arias y Denyer, 1994).

Tomando en cuenta esta configuración del fallamiento y el régimen de esfuerzos se identificaron cuatro dominios en la dirección del ECHM (Figura 55). En el primer dominio se encuentran el sistema sinistral de fallas Navarro que presenta un rumbo N70°O, y fallas transversales a este sistema con rumbos de N10°-30°O. En esta zona según el rumbo y

desplazamiento obtenido de los mecanismos focales, así como la expresión superficial de las fallas se estima un ECHM con dirección N20°–30°E que controla la geometría del sector oeste de la falla Navarro y las fallas Orosi, Tarrazú, Sombrero, Oro, Muñeco, Naranjo y Queverí.

El segundo dominio presenta un ECHM con una dirección N35°–40°E y controla la geometría de las fallas sinestrales Aguacaliente, Río Azul, Ochomogo y Desamparados, con rumbos N70°–80°E, y de las fallas inversas con rumbos S28°E entre las que se encuentran las fallas Cipreses y Capellades. El tercer dominio se encuentra integrado por la zona transtensiva de Tobosi junto con la falla El Guarco, que presentan rumbos aproximados de S60°0 y un movimiento de desplazamiento de rumbo sinistral. En esta zona se infiere que el ECHM posee una dirección N15°–20°E.

Por último, en el cuarto dominio no se encuentra expresión superficial de las fallas Capellades y Navarro debido a que en este sector está emplazada una de las unidades más recientes del área de estudio (la colada de Cervantes) que presenta una edad aproximada de 0,02 Ma. (Alvarado et al., 2006). Además de presentar una baja sismicidad, no se logra determinar el ECHM en este sector donde se infiere que las fallas Navarro y Capellades cambian de rumbo.

Con base en la geometría del fallamiento, se infiere que el ECHM cambia ligeramente de dirección en el área de estudio. Además, se observa que las fallas de desplazamiento de rumbo de tipo sinistral son las que posee mayor longitud. Los cambios locales en el ECHM podrían estar relacionados con factores como esfuerzos volcánicos y la convergencia de fallas.

Además, es importante destacar que al norte de Turrialba el ECHM tiene una orientación norte–sur, que controla la geometría de los sistemas de fallas Navarro y Capellades (Linkimer, 2003). En este sector, las trazas de la falla son paralelas, con un rumbo promedio de N40°E y presentan una separación aproximada de 3 km entre sí.

Al llegar a la zona este del área de estudio (Dominio 4, Figura 55), se desconocen la extensión y conexión de estas fallas y se produce un cambio de ángulo en el ECHM (N10°–

40°E). En esa zona, las fallas tienen una separación de hasta 4 km, la falla Aguacaliente presenta un rumbo aproximado de N75°E, mientras que la falla Navarro presenta un rumbo aproximado de N60°E. Al oeste del área de estudio, donde se encuentra el tercer dominio, la separación entre las fallas Aguacaliente y Navarro es de 9 km. En cuanto a las características sismológicas, los eventos con mayor profundidad (10-20 km) se encuentran en la parte sur de la falla Navarro, en tanto que la mayoría de la sismicidad asociada con la falla Aguacaliente está en el rango de 5-10 km de profundidad. Además, para el período analizado, la falla Navarro presentan una mayor actividad sísmica. En la Figura 56, se puede observar un esquema de las fallas en profundidad junto con la sismicidad relocalizada en el área de estudio.

En el perfil a profundidad de la Figura 56.2 se observan los sismos correspondientes con el área de influencia de los sistemas de fallas Aguacaliente y Navarro (zona en verde de la Figura 56.1). Estos hipocentros reflejan fallas subverticales a verticales con profundidades que varían de 1 km hasta los 15 km. En cuanto al perfil profundidad de los hipocentros pertenecientes a la zona transtensiva de Tobosi (Figura 56.3), presentan una tendencia similar con fallas subverticales y profundidades de 5 a 10 km.

Con base en la geometría iluminada por los hipocentros analizados en este trabajo, se considera que las fallas Aguacaliente y Navarro no son la misma estructura en profundidad. Como se observa en la Figura 56.4 que comprenden la totalidad de los sismos del área de estudio y se interpretan fallas verticales a subverticales con profundidades que varían de 1 km a los 20 km, sin conexión en profundidad entre los sistemas de fallas Aguacaliente y Navarro.

Por otra parte, en cuanto a la inestabilidad de laderas, la mayor parte de los procesos observados en el inventario, se encuentran en la zona de influencia entre las fallas Navarro y Aguacaliente, que es una zona altamente tectonizada. El movimiento generado por estas fallas ocasiona diferentes estructuras en donde existen pendientes muy elevadas y condiciones del terreno inestables, con fuerte erosión, que pueden fomentar el desarrollo de formas que son propensas a los movimientos de remoción en masa.

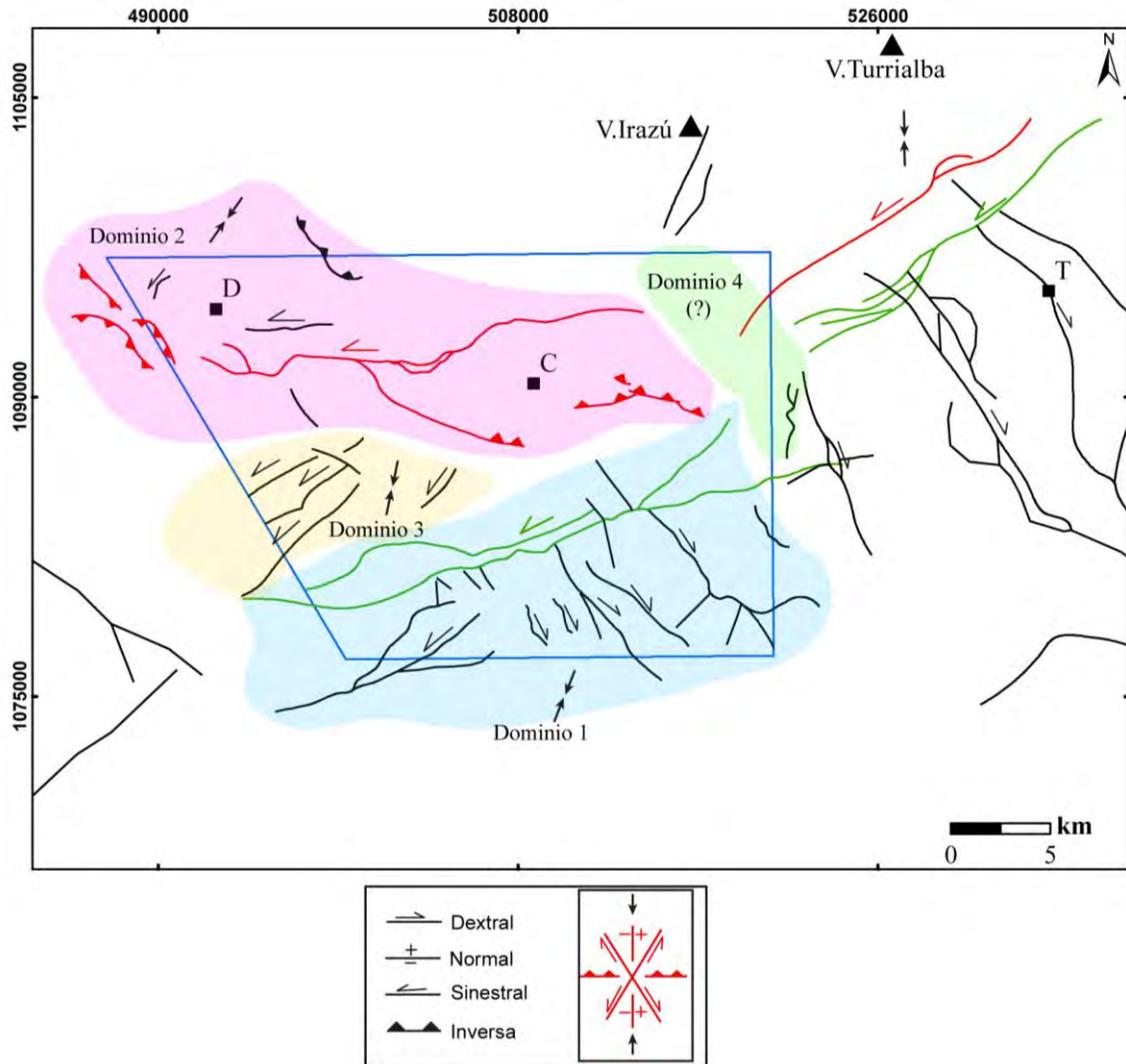


Figura 55. Dominios en la dirección del ECHM determinados de acuerdo con la geometría del fallamiento neotectónico. Dominio 1 (celeste), dominio 2 (morado), dominio 3 (amarillo) y dominio 4 (verde). Las ciudades de Cartago, Desamparados y Turrialba (C, D y T) se muestran como cuadros negros. Fallas Aguacaliente (roja) y Navarro (verde).

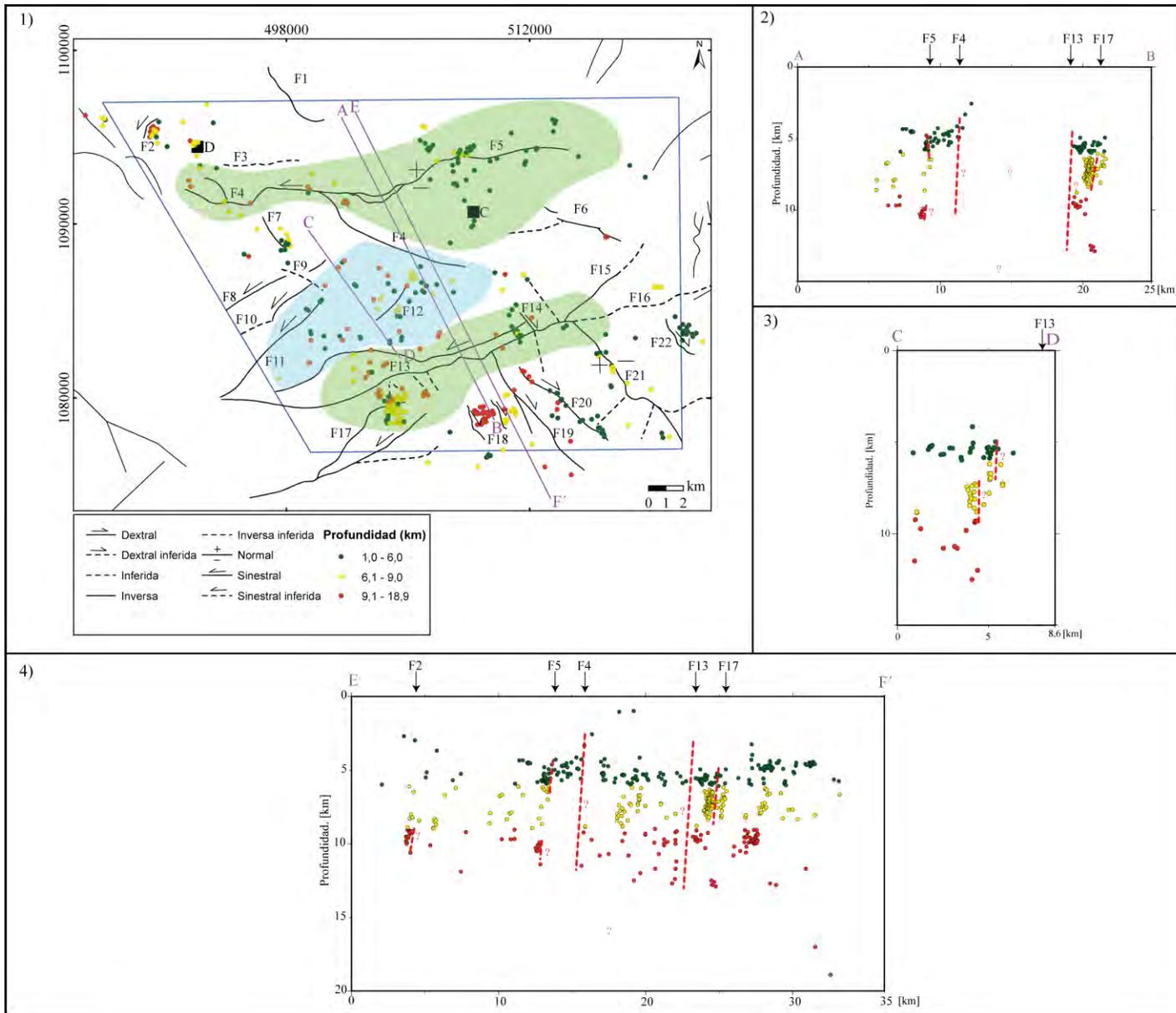


Figura 56. 1) Mapa con epicentros y perfiles perpendiculares a los sistemas de fallas. 2) Perfil A-B con dirección noroeste-sureste del área de estudio. Con vista en profundidad de los sismos delimitados por el área verde en la figura 55.1, comprenden los sismos de los sistemas de fallas Aguacaliente y Navarro. 3) Perfil C-D con dirección noroeste-sureste del área de estudio. Con vista en profundidad de los sismos delimitados por el área celeste en la figura 55.1, comprenden los sismos ubicados en la zona transtensiva de Tobosi. 4) Perfil C-D con dirección noroeste-sureste del área de estudio. Con vista en profundidad de los sismos totales del área de estudio. Epicentros con profundidades 1-5 km (verdes), 5-10 km (amarillos), 10-20 km (rojos). Interpretación de las fallas Navarro (verde) y Aguacaliente (roja) en profundidad.

Los rumbos de los planos de falla encontrados en la zona sur del deslizamiento El Tablazo, concuerdan con el ECHM del dominio 2, con fallas de direcciones norte-noroeste y oeste-noroeste. Además, aunado al alto potencial sísmico de las fallas Aguacaliente y Navarro, se pueden activar deslizamientos disparados por sismos. Este es el caso del deslizamiento El Tablazo, para el que existe información histórica que muestra la reactivación del deslizamiento después de eventos sísmicos importantes como el terremoto del 13 de abril de 1910. Sin embargo, en la mayoría de los casos no se observa una correlación entre las áreas con inestabilidad de laderas, debido a que la mayoría de estos eventos se encuentran dispersos entre las fallas Aguacaliente y Navarro.

De acuerdo con la información obtenida de las estaciones meteorológicas del IMN y el ICE, las mayores precipitaciones se desarrollan en los meses de mayo a noviembre, siendo los meses de septiembre y octubre los más lluviosos, en cuanto a los meses de diciembre a abril, corresponden al periodo seco. Con base en los datos sismológicos y meteorológicos analizados, el peor escenario para la generación de un evento de remoción en masa, sería un sismo en las fallas Aguacaliente o Navarro (debido a que estas fallas poseen un potencial sísmico superior a 6,5 Mw) durante los meses de septiembre y octubre. Ya que los suelos se encontrarían saturados, y debido a la alta aceleración sísmica se pueden desencadenar eventos de remoción en masa en las zonas catalogadas como de alta susceptibilidad (Figura 54), generando grandes pérdidas económicas y humanas en áreas densamente pobladas de la GAM.

8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

8.1. Conclusiones

En esta investigación se estudiaron los segmentos de las fallas Navarro y Aguacaliente cercanos a la ciudad de Cartago a partir de fotointerpretación, trabajo de campo y relocalización de sismos, y obtuvieron las siguientes conclusiones:

1. En la zona existen 17 lineamientos sugestivos de ser fallas neotectónicas o activas. La geofomas más comunes identificadas son: sillas de falla, quebradas desplazadas, valles lineales y escarpes.
2. El sistema de fallas Aguacaliente está compuesta por los segmentos Aguacaliente, Ochomogo y Capellades. Las fallas son de tipo sinistral y tienen una longitud conjunta dentro del área de estudio de 21 km, pero que se extiende fuera del área por 20 km, con el que se determinó un potencial sísmico de Mw 6,6.
3. El sistema de fallas Navarro está compuesto por los segmentos Navarro y Tarrazú dentro del área de estudio. Las fallas son de tipo sinistral y tienen una longitud conjunta de 115 km, que corresponde con un potencial sísmico de Mw 7,5.
4. En la zona prevalecen las fallas de desplazamiento de rumbo. Del total de fallas identificadas 16 son de desplazamiento de rumbo, cuatro oblicuas normales-desplazamiento de rumbo y dos inversas.
5. Las fallas Capellades, Río Azul, Tobosi, El Guarco y Paraíso no presentaron sismicidad durante el periodo de tiempo estudiado (2012-2020).
6. Las fallas Aguacaliente, Ochomogo, Capellades Alumbre, Higuito, Navarro, Cachí, Tarrazú y Queverí presentaron sismicidad durante el periodo analizado en este estudio.
7. Existen fallas sin expresión superficial, pero que generan sismicidad, como es el caso de las fallas Desamparados, Muñeco, Sombrero, Naranjo y Oro. Son fallas de alto ángulo, con un rumbo al noroeste y un desplazamiento normal-dextral, a excepción de la falla Desamparados que presenta un rumbo al noreste y un desplazamiento sinistral.
8. Se describen por primera vez en este estudio las fallas Desamparados, Muñeco, Sombrero, Naranjo y Oro.

9. Existe sismicidad aislada y dispersa que no puede ser correlacionada con ninguna de las fallas identificadas por medio de la geomorfología. La mayoría de estos epicentros se encuentran en el sector central-oeste de la zona analizada en medio de las fallas Aguacaliente (F4) y Navarro (F13). Esta sismicidad en su mayor parte presenta magnitudes M_w de 1,8 a 3,0. La mayoría de los mecanismos focales obtenidos para estos sismos son de desplazamiento de rumbo.
10. La sismicidad analizada entre los años 2012 y 2020 se caracteriza por M_w bajas (2,4 a 2,9) y profundidades someras entre 5 y 10 km. La zona de la corteza que presenta sismicidad en la zona estudiada va de 1 a 20 km.
11. Existen tres dominios en la dirección del ECHM; el primero con una dirección $N20^\circ-30^\circ E$ que controla la geometría del sector oeste de la falla Navarro y las fallas Orosi, Tarrazú, Sombrero, Oro, Muñeco, Naranjo y Queverí. El segundo con un ECHM de $N35^\circ-40^\circ E$ y controla la geometría de las fallas sinestrales Aguacaliente, Río Azul, Ochomogo, Desamparados, Cipreses y Capellades. El tercer dominio posee una dirección del ECHM de $N15^\circ-20^\circ E$ y controla la geometría de las fallas ubicadas en la zona transtensiva de Tobosí junto con la falla El Guarco.
12. Las fallas Aguacaliente y Navarro tienen una separación entre sí que es variable. En sus extremos NE en las faldas del volcán Turrialba, la separación entre ambas fallas es de solo 3 km y esto cambia a 4 km en el sector de la Colada de Cervantes. En esta zona las fallas son paralelas y con un rumbo general al NE. Dentro de la zona de estudio la separación entre las fallas es de entre 3 y 9 km y el rumbo de las fallas cambia a este-oeste a suroeste. Este cambio en la geometría del fallamiento se interpreta como producto de cambios locales en la dirección del ECHM, que varía de $N10^\circ E$ en el NE de las fallas a $N20^\circ-40^\circ E$ dentro de la zona de estudio.
13. Se interpreta además que el sistema de fallas Aguacaliente y Navarro no son la misma estructura a profundidad, ya que los hipocentros no sugieren una misma estructura en profundidad.
14. No existe correlación directa entre las fallas y las zonas que presentan inestabilidad de laderas. Las áreas de baja susceptibilidad de ocurrencia de eventos mediante el método Mora-Vahrson ubican la mayor parte de los procesos definidos en el inventario de inestabilidad de laderas, lo que puede subvalorar el resultado debido a la falta de

información meteorológica y litológica. Las formaciones La Cruz y la Cornubianitas de Escazú e presentan la mayor de cantidad de procesos de remoción en masa.

15. Los sismos pueden ser el disparador de procesos de remoción en masa. Como en el caso del deslizamiento El Tablón donde históricamente han ocurrido procesos de remoción en masa durante enjambres sísmicos importantes (terremoto del 13 de abril de 1910). Además de la evidencia de sectores con planos de falla que pueden facilitar el desplazamiento de material.
16. A partir de la fotointerpretación de imágenes aéreas y trabajo de campo, se establecieron 127 procesos de remoción en masa. La mayor parte de estos ocurren en el sector central y al oeste del área de estudio. Las formaciones La Cruz y las Cornubianitas de Escazú, son las que presentan la mayor de cantidad de procesos de remoción en masa.

8.2. Recomendaciones

Se recomienda realizar un estudio sismotectónico más detallado donde sea posible incluir herramientas como trincheras de fallas en el sector oeste de la falla Navarro, sísmica de reflexión y un mayor trabajo de campo para tener una mejor definición del trazo de las fallas y su conexión con las fallas adyacentes como en el caso del sector este del área de estudio, donde se encuentra con muy poca información para establecer relaciones entre los sistemas de fallas. Debido a las características del centro de Costa Rica, donde se encuentran diferentes sistemas de fallas que presentan un alto potencial sísmico y cambios en la dirección del ECHM, en combinación con el desarrollo de la GAM y las zonas densamente pobladas, es oportuno realizar una evaluación de amenaza sísmica en la zona considerando el potencial sísmico presentado en esta investigación.

En cuanto a la geología presente en el área de estudio (excluyendo el sector Tapantí) se recomienda realizar estudios dirigidos a la correlación y definición de unidades, con el propósito de determinar una secuencia estratigráfica más completa y actualizada a una escala más local.

El uso de la metodología Mora-Vahrson funciona para identificar zonas con mayor susceptibilidad a los procesos en remoción en masa a una escala regional. Para zonas que se necesitan una mayor resolución en cuanto al nivel de susceptibilidad a los procesos de

remoción en masa es recomendable aplicar otros tipos de estudios y programas, como por ejemplo el programa de cómputo PISA (Probabilistic Infinite Slope Analysis).

Implementar este tipo de investigaciones son un primer paso para el ordenamiento territorial, y a su vez como apoyo a la disminución de la vulnerabilidad de la población ante los fenómenos provocados por los sismos y deslizamientos. Por lo que se sugiere presentar y detallar la importancia de los resultados de esta investigación a instituciones públicas encargadas de la gestión del riesgo, como la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE) y a las municipalidades de Desamparados y Cartago.

9. REFERENCIAS

- Alcantara, I. (2000). Landslides: ¿deslizamientos o movimiento del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. *Boletín de Investigaciones Geográficas, Instituto de Geografía-UNAM*, 41, 7-25
- Alfredo. G. (1907a). Derrumbes cuesta del Tablazo. *La Prensa Libre*.
- Alfredo. G. (1916). Paso interrumpido a Tarrazú. *La Prensa Libre*.
- Alvarado, E., y Pérez, W., (1998). The Doán formation (Pliocene) of Costa Rica: an overview on its description, origin, lateral equivalents, and further implications on the closing of the Central America seaway.- En Nishimura, S. (ed): Sixth International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy and IGCP-355: Proceedings.-IGCP 150-167 págs.
- Alvarado, G., Carr, M., Turrin, B., Swisher, C., Schmincke, H., y Hudnut, K., (2006). Recent volcanic history of Irazú volcano, Costa Rica: Alternation and mixing of two intracrustal chambers.- En: Rose, W., Bluth, G., Carr, M., Ewert, J., Patino, L., y Vallance, J. (eds): Natural Hazards in Central America. *Geol. Soc. Ame.* 412: 259-276.
- Alvarado, G, y Vega, E., (2013). La geomorfología de la colada de Cervantes, volcán Irazú (Costa Rica): Descripción de uno de los campos de lava más grandes de América Central.- *Rev. Geol. Amér. Central*, 48:99-118.
- Aguilar, A., (1984). Sismicidad del 3 al 9 de setiembre de 1980 y su relación con la geología en la cabecera del río Navarro, Cartago.- 104 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- Araya, M. C., Linkimer, L., Montero, W., y Rojas, W. (2015). La falla Tobosi: Fuente del enjambre sísmico de Tobosi del 2011-2012 en el centro de Costa Rica. *Revista*

Geológica de América Central, 53, 89–102.
<https://doi.org/10.15517/rgac.v53i0.21145>

Arias, M., y Denyer, P, (1990a). Geología de la hoja Carraigres (mapa). -IGN. Escala 1:50 000, San José, CR.

Arias, O. y Denyer, P., (1990b). Mapa geológico de la hoja Río Grande. - Escala 1:50 000, Escuela Centroamericana de Geología, San José.

Astorga, A., Fernández, J., Barboza, G., Campos, L., Obando, J., Aguilar, A. y Obando, L., (1991). Cuencas sedimentarias de Costa Rica: Evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos. - Rev. Geol. Amér. Central, 13: 25-59.

Barahona, D., Méndez, J., y Sjöbohm, L. (2013). Análisis de la susceptibilidad a deslizamientos en el distrito de Tres Equis: Una base para la gestión del riesgo y ordenamiento territorial. San José , Costa Rica Universidad. 240. [Tesis Lic.]

Barrantes Castillo, G., Barrantes Sotela, O., y Núñez Roman, O. (2011). Efectividad Metodología Mora - Vahrson. Revista Geográfica de América Central, 2(47), 141–162.

Berrangé, P., y Wittaker, E., (1977). Reconnaissance Geology of the Tapantí Quadrangle, Talamanca Cordillera, Costa Rica. -73 págs. Institute of Geological Sciences, Overseas Division. London.

Barquero, R., Rojas, W., Climent, A y Montero, W., (1991). El temblor el 9 de agosto de 1991(Costa Rica)- Informe Sismológico, Oficina de Sismología y Vulcanología, ICE, 7 pág.

Castillo, R. (1969). Geología de los mapas básicos Abra y partes de Río Grande, Costa Rica. Ministerio de Economía, Industria y Comercio. [Informe Técnico].

Carballo, M. (1978). La Formación San Miguel, Mioceno Inferior, CR (Tesis de licenciatura). Escuela Centroamericana de Geología, UCR, San José, Costa Rica.

Carballo, M., y Fischer, R. (1978). La Formación San Miguel (Mioceno, Costa Rica) (Inf. Téc.). San José: IGN.

- Chavarría, N., (2017): Estudio de morfología tectónica de detalle y sismotectónica de la falla Navarro y Aguacaliente en la provincia de Cartago. 150 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic.]
- INEC (2011). Indicadores cantonales: Censos Nacionales de Población y Vivienda 2000 y 2011. San José, Costa Rica: publicaciones del Instituto Nacional de Estadística y Censos (INEC).
- Denyer, P. y Arias, O., (1991). Estratigrafía de la Región Central de Costa Rica. Revista Geológica de América Central, 12: 1 – 59
- Dóndoli, C. y Chaves, R., (1968). Mapa adjunto al estudio geológico del Valle Central.- Escala 1: 150 000, IGN, San José.
- Dóndoli, C. y Torres, A., (1954). Estudio geoagronómico de la región oriental de la Meseta Central.- 180 págs. Min. Agricultura e Ind., San José.
- El Noticiero. (1903a). Derrumbes del Tablazo. *El Noticiero*.
- El Noticiero. (1903a). Derrumbes cuesta del Tablazo. *El Noticiero*.
- El Noticiero. (1908). Derrumbes el Tablazo. *El Noticiero*.
- El Noticiero. (1910a). Los temblores. *El Noticiero*.
- El Noticiero. (1910b). Derrumbe. *El Noticiero*.
- Escalante, G., (1966). Geología de la cuenca superior del río Reventazón, Costa Rica.- Inst Centroamericano de Investigación y Tecnología Industrial, Publ. Geol. ICAITI, 1, 59-70.
- Fernández, F., (1995). Los terremotos de Cartago en 1910. Uruk Editores Cartago, Costa Rica.
- Fernández, F., (1974). Terremoto de Cartago 1910. –Publicaciones de la Universidad de Costa Rica Serie Historio y Geografía No.21

- Fernández, M., (1996). Evaluación del hipotético sistema de fallas transcurrente este – oeste de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 19/20: 57-74 págs
- Fernández, M., y Montero, W. (2002). Fallamiento y sismicidad del área entre Cartago y San José, Valle Central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 26, 25–37. <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i26.8528>
- Fernández, M. y Madrigal, R. (1960). Calcáreos y calizas de Patarrá. Dir. Geol. Min. y Petr. Universidad de Costa Rica, San José. 17 págs.
- Fernández, M., y Pacheco, J. (1998). Sismotectónica de la región central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central.*, 21: 5-23.
- Fischer, R. y Franco, J. (1979). La Formación Coris (Mioceno, Valle Central, Costa Rica). Informe Semestral del Instituto Geográfico Nacional (julio-diciembre 1979): 15-71.
- García, J. (2005). Caracterización y análisis de la peligrosidad Sísmica en el Sureste de España. 373. [Tesis Maestría]
- Geomatrix Consultants, (1994). Informe final Acueducto de Orosi. Sub-estudio de la vulnerabilidad sísmica de la conducción: El Llano a Tres Ríos, Provincia de Cartago, 28 Costa Rica. - 75 págs. [Informe técnico].
- González V., C. (1994). Temblores, terremotos, inundaciones y erupciones volcánicas en Costa Rica 1608-1910. Cartago, C.R.: Editorial Tecnológica de Costa Rica. MFN: 215.
- Guanghui, W. U., Bingshan, M. A., Jianfa, H. A. N., Baozhu, G. U. A. N., Xin, C. H. E. N., Peng, Y. A. N. G., y Zhou, X. I. E. (2021). Origin and growth mechanisms of strike-slip faults in the central Tarim cratonic basin, NW China. *Petroleum Exploration and Development*, 48(3), 595-607.
- Haneberg, W.C, (2007). PISA-m: Map-Based Probabilistic infinite slope analysis, version 1.0.1 user manual.- 20 págs. Haneberg Geoscience.

- Hernández, J. y Vargas, A. (1992). Geología urbana del cantón de Escazú provincia San José Costa Rica. San José, C.R.: UCR [Inf. Campaña Geol.].
- Henar, J., Montero, W., Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., Insua-Arévalo, J. M., y Rojas, W. (2013). The Aguacaliente fault, source of the Cartago 1910 destructive earthquake (Costa Rica). *Terra Nova*, 25(5), 368–373. <https://doi.org/10.1111/ter.12045>
- Hidalgo, Paulo y Guillermo, Alvarado y Linkimer, Lepolt. (2004). La Lavina del Valle Central (Costa Rica):¿ Lahar o Debris Avalanche?. *Revista Geológica de América Central*. 10.15517/rgac.v0i30.7261.
- Krushensky, R., (1972). Geology of the Istarú Quadrangle, Costa Rica.- 45 págs. United States Department of the Interior, Geological survey Bulletin 1358, Washinton.
- Linkimer, L. (2003). Neotectónica del extremo oriental del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica. San Pedro, 103. [Tesis Lic.]
- Linkimer, L. (2008). Relationship between peak ground acceleration and Modified Mercalli Intensity in Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 38: 81-94.
- Linkimer, L., Arroyo, I. G., Soto, G. J., Porras, J. L., Araya, M. C., Mora, M. M., y Taylor, M. (2018). The 2016 Capellades earthquake and its seismic sequence: Expression of strike-slip faulting in the volcanic arc of Costa Rica. *Boletín de Geología*, 40(2), 35–53. <https://doi.org/10.18273/revbol.v40n2-2018002>
- Macmillan, I., Gans, P. y Alvarado, E., (2004). Middle Miocene to present plate tectonic history of the southern Central American Volcanic Arc.- *Tectonophysics*, 392: 325-348.
- Madrigal, J, (1989). Estudio geológico de una parte de la cuenca del río Tulín, entre el río Galán y la quebrada San Gabriel, San José, CR. - *Camp. Geol. ECG-UCR*: 55 págs.

- Marshall, J.S., Fisher, D.M., and Gardner, T.W., 2000, Central Costa Rica Deformed Belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block: *Tectonics*, v. 19, p. 468–492, doi:10.1029/1999TC001136.
- Monge, E. (2016). Estudio Geofísico y Neotectónico del Sistema de Falla Aguacaliente en los valles de Coris y El Guarco, Cartago, Costa Rica. 1–169. [Tesis Lic.].
- Montero, W., y Miyamura, S. (1981). Distribución de intensidades y estimación de los parámetros focales de los terremotos de Cartago de 1910, Costa Rica, América Central. Informe Semanal Instituto Geográfico Nacional, San José, pp. 9-34.
- Montero, W, y Morales, D. (1990). Zonificación Sísmica del Valle Central. Cuarto seminario de Ingeniería Estructural. Universidad de Costa Rica.
- Montero, W., Madrigal, R., Mora, R., Seeley, M., Alt, J., y Cline, M., (1989a): Lineaments suggestive of recent fault activity, escala 1: 50000 [Mapa inédito].
- Montero, Walter. (2001). Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá. *Revista Geológica de América Central*, 24, 29–56. <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i24.8551>
- Montero, Walter., (2010). El Terremoto de Cartago del 4 de mayo de 1910: aspectos Sismológicos y Neotectónicos. - En: Peraldo, G. y Acevedo, B. (ed.): *Efemérides de la Destrucción de la ciudad de Cartago Cien Años Después (1910-2010)*.- 152 págs. Ed. Perro Azul, San José.
- Mora, R., Chaves, J. y Vázquez, M., (2002). Zonificación de la Susceptibilidad al Deslizamiento: Resultados obtenidos para la Península de Papagayo mediante la modificación del método MoraVahrson (Mora, R., Vahrson y Mora, S., 1992). Servicios Especializados de Laboratorio de Suelos y Rocas, FUNDEVI 0960-00, Vicerrectoría de Investigación 113-A0827, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica.
- Morales, L. D., (1986): Historia de la Sismología en Costa Rica. *Rev. Fil. Univ. Costa Rica*, 24 (59): 93-104.

- Montero, Walter, Barahona, M., Rojas, W., y Taylor, M. (2005). Los sistemas de falla Agua Caliente y Río Azul y relevos compresivos asociados, Valle Central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 33, 7–27. <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i33.4233>
- Montero, W., Rojas, W., y Linkimer, L. (2013). Neotectónica De Las Fallas Ochomogo Y Capellades Relation With the Aguacaliente Fault System , Southern. *Revista Geologica de America Central*, 48, 119–139.
- Montero, Walter, Linkimer, L., y Rojas, W. (2016). El Sistema de Falla Navarro: desplazamientos izquierdos a lo largo del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 55, 71–100. <https://doi.org/10.15517/rgac.v55i0.27062>
- Montero, W. y Kruse, S., (2006). Neotectónica y geofísica de la falla Aguacaliente en los valles de Coris y del Guarco. *Revista Geológica de América Central*, 34/35: 43-58.
- Mora Chinchilla, R. (2004). Evaluación de la Susceptibilidad al Deslizamiento del Cantón de San José, Provincia de San José, Costa rica. Proyecto Fundevi 0960, Servicios Especializados de Laboratorios de Suelos y Rocas, 1–17.
- Mora, R., Vahrson, W. y Mora, S., (1992). Mapa de Amenaza de Deslizamientos, Valle Central, Costa Rica. Centro de Coordinación para la Prevención de Desastres Naturales en América Central (CEPREDENAC).
- Mora, S. y Varhson, W. (1994). Macrozonation methodology for landslide hazard determination. *Bulletin of the Association of Engineering and Geologist*, 31 (1), 49-58.
- Obando, G., (1983). Estratigrafía y petrografía de las rocas aflorantes al Sur del Valle Central (Tarbaca). –136 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- Ottmøller, L., Voss, P., y Havskov, J. (2020). SEISAN: the Earthquake Analysis Software for Windows, Solaris, LINUX, and MACOSX, version 9.0.1. University of Bergen, Norway, 361p

- Peraldo, G., (2000). Amenaza de deslizamientos. En: Denyer, P. y Kusssmaul. S. (comp.): Geología de Costa Rica. Ed. Tecnol. De Costa Rica:273-286.
- Peraldo, G. y Astorga, A., (2000). Reducción del proceso de desastre. En: Denyer, P. y Kusssmaul. S. (comp.): Geología de Costa Rica. Ed. Tecnol. De Costa Rica:241-250.
- Peraldo, G y Linkimer, L (21 de setiembre del 2011). Hace 170 años Cartago caía por las fuerzas telúricas. Recuperado de <https://historico.semanariouniversidad.com/opinion/hace-170-aos-cartago-cao-por-las-fuerzas-telricas/>
- Peraldo, G. y Montero, W., (2010). Sismicidad Anterior y Posterior los Terremotos del 13 de abril y el 5 de mayo de 1910.- En: Peraldo, G. y Acevedo, B. (ed.): Efemérides de la Destrucción de la ciudad de Cartago Cien Años Después (1910-2010).- 152 págs. Ed Perro Azul, San José.
- Quintanilla, E., Alvarado, G., Marín, C. y Durán, M., (2008). Estratigrafía de pozos como un aporte al conocimiento de la geología del cuaternario del valle de El Guarco (Cartago), Costa Rica. .- Rev. Geol. Amér. Central, 38: 53 -64.
- Quintero, R. y Güendel, F., (2000). Stress field in Costa Rica.- Journal. Seismology, 4: 297-319.
- Quirós, D., (2019). Análisis de estabilidad de laderas en los distritos de Escazú y San Antonio del cantón de Escazú. Una contribución para una futura gestión del riesgo. 178 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic.]
- Rodriguez, J. (2017). Potencial Sísmico de las Fallas del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica. 1–284. [Tesis Lic.]
- Red Sismológica Nacional. (2019a). Terremoto de Cartago, 4 de mayo de 1910. Recuperado de <https://rsn.ucr.ac.cr/component/content/article/26-sismologia/sismos-historicos/3218-terremoto-de-cartago-13-de-abril-de-1910?Itemid=225>

- Red Sismológica Nacional. (2019b). Terremoto de Cartago, 13 de abril de 1910. Recuperado de <https://rsn.ucr.ac.cr/component/content/article/26-sismologia/sismos-historicos/3218-terremoto-de-cartago-13-de-abril-de-1910?Itemid=225>
- Rivier, F., (1979). Geología del área norte de los cerros de Escazú, Cordillera de Talamanca, Costa Rica. -Inf. Sem. IGN. Jun, 1979: (1): 99-138. San José, CR.
- Rodríguez, J. (2017). Potencial sísmico del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica. -Tesis Lic. ECG-UCR: 284 págs.
- Rodríguez, E. Lepolt, L. y Montero, W. (2019). Neotectónica de la falla Cipreses, Costa Rica. Boletín de Geología. vol. 41. 15-33.
- Rodríguez, E., Linkimer, L., y Montero, W. (2019). Neotectónica de la falla Cipreses, Costa Rica. Boletín de Geología, 41(2), 15-33. DOI: 10.18273/revbol.v41n2-2019001.
- Ruíz, P., y Soto, G. (2014). Preparación del mapa de susceptibilidad a deslizamientos utilizando imágenes lidar Preparación del mapa de susceptibilidad en los Cerros de Escazú, cantones Aserrí, Desamparados, Alajuelita, Santa Ana y Escazú, Costa Rica.
- Salazar, L., Obando, L. y Mora, R., (1992). Acueducto Metropolitano, tramo Embalse El Llano-Río Navarro (Costa Rica): Un sitio bajo amenaza. - Rev. Geol. Amér. Central, 14: 85-96.
- Sanabria, I., (2014). Propuesta de modelo conceptual geotérmico de baja entalpía para el valle de Orosi, Paraíso, Cartago, Costa Rica.-Tesis Lic. ECG-UCR: 167 págs.
- Schmidt, V. (2010). Avances para estudios del riesgo a escala regional y local: Aplicación América Central y la bahía de Cádiz (Sur de España) (Tesis doctoral). Cataluña, España: Universidad Politécnica de Catalunya.
- Selby, M. (1993). Hillslope materials and processes. Editorial. Oxford University Press, Oxford.

- Sojo, D., (2015). Modelo Geológico del cuadrante Tapantí, Costa Rica. 100 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis Lic.]
- Snoke, J., Munsey, J., Teague, A., y Bollinger, G. (1984). A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and Sv-P amplitude ratio data. *Earthquake Notes*, 55, 15-20. 30
- Tarback, E. y Lutgens, F., (2013). Ciencias de la Tierra, Una Introducción a la Geología Física.- 152 págs. Ed. Pearson Prentice Hall, Madrid, España.
- Terzaghi, K. (1950). Mechanisms of landslides. *Geological Society of America*, 83-123.
- Trifunac, M.D. y Brady, A.G., (1975). On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of the recorded ground motion. *Bulletin Seismological Society of America*, vol. 65.
- Tovar, R (1922). Nuevos derrumbes en el camino a Tarrazú. *La Nueva Prensa*
- Umaña, J., (1966). Geología del sitio de presa del proyecto Cachí, Costa Rica.- Inst Centroamericano de Investigación y Tecnología Industrial, Publ. Geol. ICAITI, 1, 27-41.
- Van Zuidam, R.A., (1986). Aerial photo-interpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping. Smits Publishers, The Hague. 442 p.p.
- Wald, D., Quintoriano, V., Heaton, T. y Kanamori, H. (1999). Relationships between peak ground acceleration, peak ground velocity, and Modified Mercalli Intensity in California. *Earthquake Spectra*, 15: 557-564.
- Waldhauser, F. (2001). hypoDD: A computer program to compute double-difference earthquake locations (2001). USGS Open File Rep, 1-113.
- Waldhauser, F., y Ellsworth, W. L. (2000). A Double-difference Earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California.

Bulletin of the Seismological Society of America, 90(6), 1353–1368.
<https://doi.org/10.1785/0120000006>

Woodward y Clyde, (1993). A preliminary evaluation of earthquake and volcanic hazards significant to the major population centers of the Valle Central, Costa Rica. - 89 págs. Ret Corporation, San Francisco [Inf. interno].